Monographien zur Erdkunde

Sturmsee und Brandung

Monographien zur Erdkunde

Monographien zur Erdkunde

In Verbindung mit Anderen herausgegeben
von Ernst Ambrosius

33

Sturmsee und Brandung

1926

Bielefeld und Leipzig
Verlag von Velhagen & Klasing

Sturmsee und Brandung

von

Franz Graf von Larisch-Moennich

Mit 136 Bildern, darunter 23 Einschaltbildern
nach Aufnahmen des Verfassers,
5 Figuren und 4 Kartenbeilagen

Zweite Auflage



1926
Bielefeld und Leipzig
Verlag von Velhagen & Klasing





Druck von Fischer & Wittig in Leipzig.

Dem Andenken

an

Ferdinand von Richthofen

Vorwort zur ersten Auflage.

Ich bin der Aufforderung des Verlages, für die Monographien der Erdkunde ein Buch über die Wellen des Meeres zu schreiben, gerne nachgekommen, denn dies entsprach einem Wunsche, den ich selbst seit Kriegsende gehegt hatte und der bisher nicht zur Ausführung gekommen war.

Die vorliegende Arbeit bedeutet aber für mich weit mehr als eine Abhandlung über irgendein anderes Gebiet der Erdkunde. Jener Teil der physikalischen Meeresforschung, der sich mit den Bewegungserscheinungen des Meeres befaßt, ist seit 20 Jahren das Hauptfeld meiner Tätigkeit gewesen; dies gilt in erster Linie von der durch den Wind erzeugten Wellenbewegung. Auf zahlreichen Dampfer- und Segelschiffreisen in fast allen Meeren der Erde und in jahrelangem Aufenthalt an den Küsten des Ozeans wurde das Beobachtungsmaterial über dieses Phänomen zusammengetragen und die photographische Sammlung angelegt, welche die mannigfachen Erscheinungen in systematischer Form im Bilde festzuhalten bezweckt. So einfach der Vorgang bei der Wellenbewegung manchem erscheinen mag, so mannigfach und kompliziert ist derselbe in Wirklichkeit. Die Behandlung des Stoffes war keine leichte Aufgabe. Im Gegensatz zu anderen geographischen Themen, die ein bestimmtes Objekt zum Inhalt haben, handelt es sich hier darum, Entstehung und Verlauf eines Vorganges zu schildern, der in engster Beziehung zu einem andern Vorgang, der Luftbewegung, sich abspielt. Ich habe mich bemüht, das Buch so zu gestalten, daß der geographische Leser in möglichst klarer Form ein zusammenfassendes Bild von dem komplizierten Mechanismus der Wellenbewegung und den wechselvollen Beziehungen zwischen dieser und der erzeugenden Kraft des Windes erhält. überall, wo rechnerische Ableitungen und Beziehungen vorkommen, sind diese auch allgemein verständlich in Worten ausgedrückt. Eine Schwierigkeit lag auch darin, daß es bei so manchen Punkten nicht möglich war, eine eindeutige Erklärung vorzulegen, weil die Fragen noch nicht genügend geklärt und die Ansichten darüber verschieden sind. Eine kritische Besprechung einzelner, besonders wichtiger Darlegungen anderer Forscher war deshalb nicht zu umgehen. Es ist natürlich bei einem so schwierigen Thema unmöglich, alle Leser zufriedenzustellen; manche werden dieser oder jener Frage kein Interesse entgegenbringen, deren Behandlung aber gerade für andere zum Verständnis des Ganzen von Wichtigkeit ist.

Ich hoffe, auch für den Fachmann einen erwünschten Beitrag zu den verschiedenen Problemen geliefert zu haben, welche die Wellenbewegung des Meeres enthält. Es sind da vor allem drei Punkte, die ihn interessieren werden, und die zu den wichtigsten Fragen der Wellenbewegung des Meeres gehören; nämlich: das Verhältnis der Windgeschwindigkeit zu den Wellengrößen, die Zunahme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit dem Alter der Dünung und die Gruppenbewegung der Wellen.

Mit der Disposition des Stoffes bin ich eigene Wege gegangen. Ich habe mich dabei durch den Wunsch leiten lassen, neben dem sachlichen Teil, der der Erkenntnis der Vorgänge dient, auch Schilderungen und Eindrücke mitteilen zu

können; auch mußte dabei Rücksicht auf das Bildermaterial genommen werden. Kaum ein Zweig der Wissenschaft eignet sich so sehr wie die Erdkunde dazu, in der Darstellung stets die Schönheit und Größe des Naturgeschehens mit der Erkenntnis der Phänomene zu vereinigen; aber gerade bei unserem Thema bietet eine ästhetische Betrachtung große Schwierigkeiten und die äußerste Sparsamkeit des Ausdruckes ist hier allein am Platze. —

Die in dem Buche wiedergegebenen Abbildungen stellen einen Teil meiner vollständigen Sammlung dar. Die Bilder sind ausnahmslos von mir selbst aufgenommen und eigenhändig ausgearbeitet worden. Ich habe die Auswahl so getroffen, daß alle wichtigen Erscheinungsformen der Bewegung durch typische Beispiele vertreten sind. Die Brandung stellt im Vorgang der Wellenbewegung nur den Abschluß derselben dar, sie ist darum im Text nur ein Abschnitt des Ganzen. Ich habe aber nicht geglaubt, an einer pedantischen Raumeinteilung festhalten zu müssen, derart, daß die Zahl der Brandungsbilder der Länge des Abschnitts über die Brandung entsprochen hätte. Ich habe vielmehr bei dem Interesse, welches gerade die Wiedergabe des unendlich mannigfaltigen und malerischen Vorganges beim geographischen Leser erweckt, eine große Anzahl verschiedener Brandungsformen gebracht, die in vorzüglicher Weise die vorgetragenen Grundzüge der Erscheinung ergänzen helfen.

Herrn Professor Gerhard Schott von der Deutschen Seewarte in Hamburg bin ich zu Dank verpflichtet für die freundliche Überlassung des auf Seite 26 wiedergegebenen Diagramms des Böenschreibers.

Walther Freiherr von Rummel hat mir in liebenswürdiger Weise gestattet, eine aus seiner Feder stammende vorzügliche und lebenswahre Schilderung über die Taifune der Südsee wörtlich anzuführen.

Tegernsee, Anfang Juli 1924.

Larisch.

Vorwort zur zweiten Auflage.

Die zweite Auflage der Monographie „Sturmsee und Brandung“ erscheint in unveränderter Gestalt. Lediglich im ersten Kapitel über die Entstehung der Wellen durch den Wind habe ich einige Erweiterungen zur Helmholtzschen Theorie gegeben. Im dritten Kapitel über die Form der einfachen Wellen habe ich auf Anraten von Herrn Professor Dr. G. Schott bei der Darstellung der Trochoidentheorie auch die betreffenden mathematischen Formeln gebracht.

Herr Professor Walter Stahlberg vom Institut für Meereskunde an der Universität Berlin hat sich in liebenswürdiger Weise bereit erklärt, die Korrektur für die neue Auflage zu lesen, da ich während des Drucks auf einer fünfmonatigen Seereise nach Australien sein werde. Ich spreche ihm dafür meinen aufrichtigen Dank aus.

z. Zt. Berlin, Ende Februar 1926.

Larisch.

Inhaltsverzeichnis.

Erster Teil.

Zweiter Teil.

Dritter Teil.

Einführung.

Unter den großen Erscheinungen und Gebilden der Natur hat das Meer stets eine besondere Stellung im Leben und Denken des Menschen eingenommen. Noch ehe der forschende Sinn begann, die Probleme des Meeres zu ergründen, hat sein Zauber vom Gemüt Besitz ergriffen und seine Größe und Herrlichkeit den Geist erhoben und entzückt.

Und weil das Meer dem Menschen wie ein Gleichnis des großen Unbekannten schien, nach dem seine Seele vergeblich sucht, hat er nach Worten verlangt, dem Rätselvollen Ausdruck zu verleihen.

Aber welcher unter den Dichtern hätte wohl das Meer verstanden? Einer von ihnen hatte recht, als er sagte, die Dichter hätten das Meer nur beschrieben, aber wer würde durch sie ein Bild von seiner unermeßlichen Gewalt und Freiheit bekommen, wenn er es niemals gesehen hätte!

Als der Forscher daran ging, mit der Schärfe des Gedankens und dem Rüstzeug der Wissenschaft nach Erkenntnis des Verborgenen zu suchen, da eröffnete sich ihm eine Welt von Schönheit und Harmonie, eine Fülle wunderbaren Geschehens und tiefgründiger Gesetze.

Die Wellenbewegung des Meeres darf besonders ausgezeichnet werden. Sie stellt den höchsten Zauber des Meeres, seine Lebenserscheinung dar. Und in dieser Erscheinung finden wir einen Vorgang von unendlicher Mannigfaltigkeit, dessen Entstehung und Verlauf Probleme von umfassendem Interesse und voll reicher Gedankenarbeit bietet.





Abb. 1. Schiff „Posen“ in der Dünung der Kalmenzone.

Erster Teil.

I. Die Entstehung der Wellen durch den Wind.

Es besteht ein wesentlicher Unterschied zwischen den Wellen, welche künstlich durch Gleichgewichtsstörungen einer Oberfläche erzeugt werden können und der vom Winde hervorgerufenen Wellenbewegung.

Ob wir nun die Wellen im kleinen erzeugen, indem wir einen Stein ins Wasser werfen oder einen Gegenstand darin bewegen oder ob dieselben in größerem Maßstab durch den Bug eines in Fahrt befindlichen Dampfers oder endlich als gewaltige Dislokationswogen durch untermeerische Bergschlipfe entstehen, immer werden sie als regelmäßig geformte undulatorische Bewegungen des Wasserspiegels auftreten, welche, in bestimmten Abständen einander folgend, in Gestalt von Bergen und Tälern fortschreiten.

Die Höhe dieser Wellen ist am Entstehungsort jeweils am größten bei einem Minimum an Länge, wobei die Undulationen dann in ihrem weiteren Verlaufe immer flachere und langgestrecktere Formen annehmen bis zu ihrem völligen Erlöschen.

Die Formen und Bewegungen solcher Wellen auf tiefem Wasser werden nach den Gesetzen der Trochoidentheorie analysiert; auch sind dieselben experimentell genau untersucht worden, so daß sie zu den am besten bekannten Teilen der Hydrodynamik gehören.

Im Gegensatz dazu stellen die Entstehung der Wasserwellen durch Einwirkung des Windes und die mannigfachen und wechselvollen Beziehungen zwischen bewegter Luft und bewegtem Wasser einen verwickelten Vorgang dar, dessen eindeutige Erklärung, wie schon im Vorwort betont wurde, bisher nicht in allen Punkten gelungen ist.

In erster Linie handelt es sich darum, die Frage zu beantworten, wie der Wind als kontinuierlich und horizontal wirkende Kraft überhaupt eine rhythmische, mit so großen vertikalen Ortsverschiebungen der Wasserteilchen verbundene Bewegung hervorrufen kann, wie die Wellenbewegung sie darstellt. Warum schiebt der horizontal wehende Luftstrom nicht einfach die Wasserteilchen der Oberflächenschicht vor sich her? Er tut dies nämlich auch, indem die über längere Zeiträume hin wirkende Kraft die regelmäßigen Meeresströmungen und andere unregelmäßige Wassertransporte erzeugt. Aber wann entsteht die eine und wann die andere Form der Bewegung?

Die Untersuchungen der einzelnen Forscher über Entstehung und Eigenschaften der Wellen des Meeres sind zum Teil von den Resultaten ausgegangen, welche im Laboratorium durch Versuche in der sogenannten Wellenrinne gewonnen waren, zum Teil wurden irrtümliche oder doch unerwiesene Voraussetzungen hinsichtlich der Natur des die Wellen erzeugenden Windes zugrunde gelegt; wieder andere waren fast ganz auf der Grundlage rein mathematischer Analyse aufgebaut [1]).

Wir wollen nur kurz bei den wichtigsten Untersuchungen verweilen, deren Kenntnis für das Verständnis des ganzen Vorganges von Bedeutung ist.

Die Brüder Weber sind von der Annahme ausgegangen, daß die Luftstöße meist unter einem spitzen Winkel auf das Wasser auftreffen und in demselben eine doppelte Wirkung hervorbringen, indem sie es teils niederdrücken, teils in der Richtung des Windes fortschieben, was ja leicht durch Zerlegung der einfachen Kraft in ihre Komponenten nach dem Parallelogramm der Kräfte zu er-

[1]) Airy, Tides and Waves.

klären ist. Weiter haben sie unter Benützung einer Hypothese von Franklin die Ansicht geäußert, daß durch das Anhaften der bewegten Luft an den Wasserteilchen und durch das Losreißen von denselben das Wasser ruckweise Stöße erleidet, wodurch die allerkleinsten Wellen entstehen. Die Bildung größerer Wellen wurde durch das Auffallen eines ganzen Luftstromes auf die Wasserfläche und sein abwechselndes Abgleiten zu erklären versucht, wobei das Wasser in weiterem Umkreise niedergedrückt und benachbarte Stellen zu steigen gezwungen würden. Hier wird aber die Voraussetzung gemacht, daß Wind eine absteigende Komponente hat. Von anderen, so auch z. B. von Krümmel, ist immer bestritten worden, daß der Wind überhaupt eine absteigende Komponente hat. Es steht wohl heute fest, daß tatsächlich auch nach abwärts gerichtete Druckwirkungen des Luftstromes vorkommen; aber sie sind sehr unregelmäßig in Stärke und Dauer und könnten nicht die Tatsache erklären, warum beim Darüberstreichen eines Luftstromes die vorher ruhige Wasserfläche sich sofort mit einer Unzahl kleiner ganz regelmäßiger Fältelungen bedeckt. Es muß uns jedenfalls gelingen, eine zufriedenstellende Erklärung der Entstehung der allerkleinsten Wellen auch unter Voraussetzung eines horizontal wirkenden Luftstromes zu gewinnen.

Die Hypothese von Scott Russell erklärt die Entstehung der allerkleinsten Wellen, die er mit dem Namen kapillare Wellen bezeichnet, damit, daß der Wind das Oberflächenhäutchen des Wassers, das sich infolge der Oberflächenspannung wie eine selbständige, der Flüssigkeit aufliegende dünne Membran verhält, in kleine Fältelungen legt, die dann dem horizontal wehenden Winde eine Angriffsfläche bieten. Russel hat in der Wellenrinne mit Hilfe eines ins Wasser getauchten Drahtes Wellen erzeugt, und die so gewonnenen Erfahrungen auf die Windwellen übertragen; er vergißt jedoch, daß eine solche Durchbrechung des Oberflächenhäutchens nur dann stattfinden kann, wenn die wirksame Kraft nur an einer Stelle angreift, während beim Winde dieselbe gleichmäßig über die ganze Fläche wirken kann.

Der erste, der den Kernpunkt des Problemes erfaßt hat, ist Helmholtz gewesen. Er hat dabei die allgemeine Theorie aufgestellt und bewiesen, daß an der Grenzfläche zweier Medien von verschiedener Dichte, die sich mit verschiedener Geschwindigkeit übereinander bewegen, — die eine kann auch ruhen — eine Wellenbewegung auftreten muß.

Der Vorgang bei der Entstehung der Wellen spielt sich nun folgendermaßen ab.

Der über das Wasser hinstreichende Luftstrom wird in seinen unteren Teilen durch Reibung aufgehalten; dadurch üben die höhergelegenen Luftschichten eine saugende Wirkung auf die darunter befindlichen, dem Wasser unmittelbar aufliegenden Schichten aus. Die Folge davon ist, daß der Druck, den die Luft auf das Wasser ausübt, an verschiedenen Stellen in unregelmäßiger Weise vermindert wird, die Bedingung für ein stabiles Gleichgewicht an der Grenzfläche von Wasser und Luft ist gestört, und das Wasser muß nach oben ausweichen.

Dabei legt sich die Oberfläche in zahllose kleine Fältelungen. Ich gestehe, daß mich die Helmholtzsche Theorie auch nicht restlos befriedigt, denn gerade bei der Natur des Luftstromes wird es sehr schwierig sein zu erklären, warum Saugwirkungen, die so unregelmäßig hinsichtlich des Ortes, der Zeitdauer und der Stärke angreifen, jene ganz außerordentlich regelmäßigen, fast wie ein gestanztes Muster aussehenden, kleinen kapillaren Kräuselungen blitzartig beim Darüberstreichen des Luftstromes erzeugen können.

Es ist nun von Bedeutung, das Wesen der Luftbewegung, die „Struktur oder innere Beschaffenheit des Windes“ zu betrachten. Der Wind besteht nicht aus einem Luftstrom, der in seiner ganzen Masse mit gleichförmiger Geschwindigkeit fortschreitet; er stellt also keine an allen Punkten der Wasserfläche gleichmäßig wirkende Kraftquelle dar. Der Wind weht vielmehr stets in einzelnen Stößen

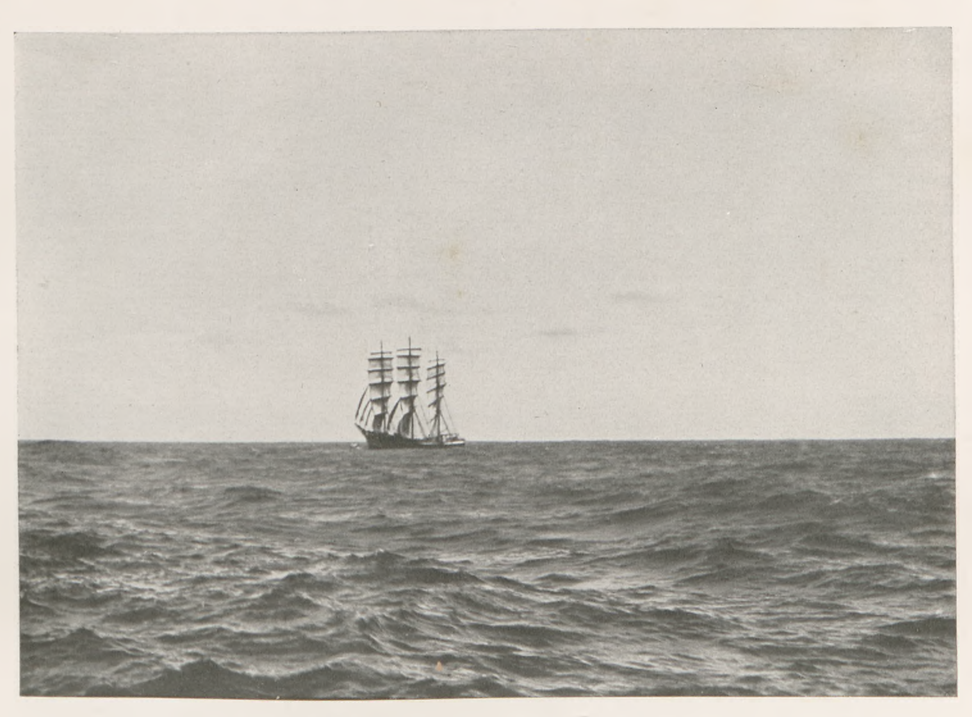


Abb. 2. Mäßig bewegte See, W. 4—5. (Zu S. 9.)

von längerer oder kürzerer Dauer und wechselnder Stärke, wobei das Luftteilchen projektilartig fortgerissen wird; auch an räumlich nebeneinander liegenden Punkten weist der Luftstrom fortwährend Verschiedenheiten auf.

Es erscheint mir sehr wahrscheinlich, daß beim Überstreichen einer Wasserfläche durch den Luftstrom durch das Anhaften und Losreißen der Luftteilchen turbulente Bewegungen des Luftstromes entstehen, kleine zylindrische resp. walzenförmige Luftwirbel, die eine Veränderung der Oberflächenspannung bewirken und das Oberflächenhäutchen des Wassers erstmalig in kleinste Fältelungen legt.

Diese vom augenblicklichen Windstoß erzeugten kapillaren oder embryonalen Wellen wachsen bei anhaltender Luftbewegung durch Zusammenwirken verschiedener Vorgänge weiter.

Bei den künstlich erzeugten Wellen sehen wir, daß in einiger Entfernung von der Störungsstelle die gezwungene Form in eine freie übergeht mit geringerer Höhe, aber größerer Talbreite. Analog werden bei den Windwellen die durch die Luftbewegung an einer Stelle hervorgebrachten embryonalen gezwungenen Wellen in einiger Entfernung in embryonale freie Wellen von größerer Talbreite und flacherer Form übergehen, die aber dann gleichzeitig unter der weiteren Einwirkung des Windes stehen. Es werden also dadurch embryonale Wellen in verschiedenen Stadien der Entwicklung und demnach von verschiedener Größe gleichzeitig vorhanden sein.

2. Das Wachstum der Wellen unter Einwirkung des Windes.

Bei der Welle sind, unabhängig von ihrer Entwicklung, zwei Formen der Bewegung zu unterscheiden. Innerhalb der einzelnen Welle beschreibt jedes Wasserteilchen eine kreisförmige Bahn, durch deren Umfang Höhe und Länge der

Welle bestimmt wird. Dabei bewegen sich die Wasserteilchen im Wellental der ankommenden Welle entgegen, im Wellenberg aber in gleicher Richtung mit ihr fort, und sollen schließlich theoretisch genau in ihre ursprüngliche Lage zurückkehren. In der Natur werden sie allerdings durch den Winddruck jedesmal ein wenig nach vorne geschoben werden. Durch diese kreisende Bewegung der Wasserteilchen, die sogenannte Orbitalbewegung, wird erst die Fortpflanzung der Wellenform bedingt, und zwar wird in der gleichen Zeit, in der die Wasserteilchen einen Kreislauf innerhalb der Welle vollendet haben, die Welle selbst um ihre eigene Länge fortgeschritten sein.

Die Orbitalbewegung spielt auch eine Rolle bei der Zunahme der Wellendimensionen. Der Vorgang ist nicht ganz einfach darzustellen. Es soll gleich betont werden, daß es falsch wäre, zu glauben, daß die Wasserteilchen, solange sie



Abb. 3. Wachstum der Wellen, W. 6. (Zu S. 11, 14.)

an dem Leehang der Welle sich befinden, vom Winde gar nicht beeinflußt werden, wie dies Krümmel zum Ausdruck bringt (Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 63). Aufmerksame Betrachtung der natürlichen Verhältnisse hat mir stets gezeigt — und dies am deutlichsten bei hohen Windstärken —, daß die Oberflächenteile des Wassers entlang des ganzen Wellenprofiles überall unter der Einwirkung des Luftstromes stehen. Diese wird aber nicht an allen Stellen gleich groß und auch nicht gleich gerichtet sein.

Die Wasserteilchen bewegen sich im Wellental und im unteren Abschnitt der Leeseite der Welle noch in einer dem Winde entgegengesetzten Richtung. Erst nachdem die Teilchen die Mitte der Orbitalbahn passiert haben, die wir ungefähr in die Ebene des Stillwasserniveaus verlegen können, geht die Bewegung in eine rein rechtläufige über. Dabei sind die Teilchen im Aufsteigen gegen den Wellenkamm begriffen. In dieser Phase wird ihnen der Wind also schon eine Beschleunigung nach vorn erteilen; aber erst auf dem Wellenkamm und danach



Abb. 4. Die pfadlose Weite des Weltmeeres. (Zu S. 11, 14.)

im oberen Abschnitt des Luvhanges der Welle gelangen die Wasserteilchen unter die volle Einwirkung des Windes. Im Bereich des Wellenkammes fällt die Orbitalbewegung ohnehin mit der Richtung der beschleunigenden Kraft zusammen; die Oberflächenteilchen erleiden aber an den unter ihnen befindlichen einen Widerstand, der sie nach oben ablenkt, wodurch ihre aufwärts gerichtete Bewegung noch vergrößert wird.

Auch die am Luvhang der Welle einsetzende Abwärtsbewegung der Wasserteilchen in der Orbitalbahn wird im oberen Abschnitt durch die parallel zur Wellenböschung nach oben gerichtete Komponente der Beschleunigung aufgehoben bzw. verzögert. Erst in der zweiten Phase der Bewegung an der Luvseite der Welle wird die mit der Orbitalbewegung noch gleichgerichtete Beschleunigung auch ein rascheres Absinken der Wasserteilchen ins Wellental bewirken. Durch die geschilderten Verhältnisse entsteht zunächst in einfacher mechanischer Weise schon eine Steigerung der Wellenhöhe.

Das weitere Wachstum der ersten kleinen Wellen bis zur Entwicklung der großen, langen Wellenzüge stellt nun einen ebenso interessanten wie verwickelten Vorgang dar, dessen Erklärung mancherlei Schwierigkeiten bietet.

Die mechanische Wirkung des Luftstromes ist eine zweifache. Wir haben bei der Entstehung der ersten kapillaren Kräuselungen gesehen, daß die auslösende Kraft nicht allein eine Druck-, sondern auch eine Saugwirkung darstellt, weil wir nur unter der Annahme einer teilweise ansaugenden Wirkung zu einer Erklärung der Entstehung der allerkleinsten Wellen gelangen. Sind aber diese erst einmal eingeleitet, so kann der horizontal wehende Wind auch seine Druckwirkung in steigendem Maße zur Geltung bringen. Die Saugwirkung des Luftstromes bleibt aber bestehen; beide Wirkungen greifen ineinander und sind stets in allen Stadien der Wellenentwicklung wirksam.

Wir betrachten zunächst den einfachen Fall, daß ein Wind von gleichmäßiger

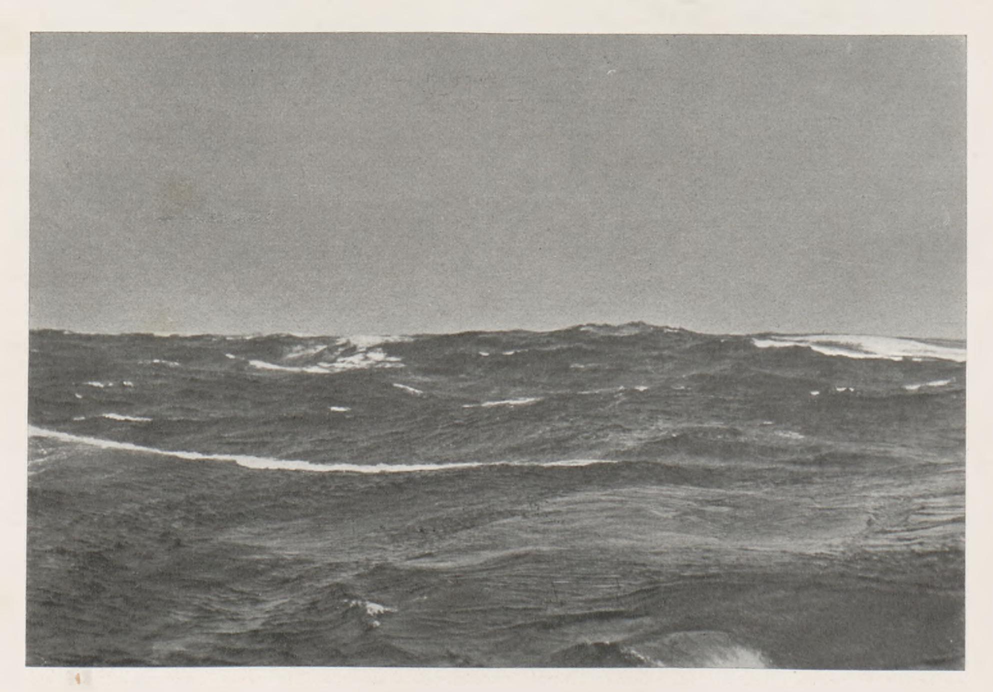


Abb. 5. Gleichgerichtete Interferenzen größerer Wellen verschiedener Größe bei wachsendem Seegang, W. 8. (Zu S. 14.)



Abb. 6. Vorgerückte Stadien der Wellenentwicklung, S. 6—7, W. 8. (Zu S. 14.)

Beaufortstärke gleichzeitig über eine Meeresfläche von bestimmter Ausdehnung weht. Dann werden im Anfang der Windwirkung an allen Punkten der vom Winde bestrichenen Fläche die gleichen Verhältnisse obwalten, nämlich eine große Zahl kleiner unregelmäßiger Wellen (Abb. 2). Ganz analog wie dies schon bei den Embryonalwellen der Fall ist, werden auch hier stets freie und gezwungene Wellen der verschiedensten Dimensionen gleichzeitig nebeneinander vorhanden sein, die sich alle nach der gleichen Richtung fortpflanzen. Nach den Gesetzen der Trochoidentheorie, wie sie für die Bestimmung der Elemente der Wasserwellen angewendet werden, ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit proportional der Quadratwurzel aus der Wellenlänge. Die längeren und größeren Wellen bewegen sich also schneller als die kleineren. Infolgedessen werden dauernd Erscheinungen auftreten, die bei den akustischen Wellen unter dem Namen Schwebungen und Kombinationswellen bekannt sind. Zwei Wellen von den wenig verschiedenen Perioden t und t′ werden nach einer bestimmten Zeit T zusammenfallen und ihre Kämme sich summieren. Wenn wir nun annehmen, daß bei der großen Anzahl der vorhandenen Wellen auch solche da sind, deren Periode gleich dem längeren Zeitraum T ist, so werden dadurch Schwebungen von größerer Schwingungsamplitude und somit Wellen von wachsender Länge entstehen.

Eine wichtige Rolle bei der Zunahme der Wellenlänge spielen die Kombinationswellen; es kommen allerdings hier nur Differenzwellen in Betracht, weil nur diese eine Vergrößerung der Wellenlänge bewirken.

Die verschiedenen gleichzeitig vorhandenen Wellen haben, ihrer Größe entsprechend, verschiedene Schwingungszahlen, und zwar sind diese um so größer, je kleiner die Wellen sind.

Aus den Differenzen der Schwingungen einzelner Wellen ergeben sich aber Schwingungszahlen, die stets irgendwo mit den Schwingungen einer größeren Welle übereinstimmen, wodurch eine neue Welle von eben dieser Schwingungszahl entsteht, die Differenzwelle. Solche Wellen von gleicher Periode werden

wiederum zusammenschwingen und gleichgerichtete Interferenzen bilden. Rechnen wir hierzu noch die Vergrößerung der Amplituden durch die oben erwähnten Schwebungen, so werden fortdauernd immer größere Volumina Wasser in immer gleichmäßigere synchronische Schwingungen versetzt.

Mit dem Anwachsen der Wellendimensionen an der Oberfläche geht auch eine Steigerung der Wellenwirkung nach der Tiefe einher. Die zunehmende Orbitalbewegung der Wasserteilchen wird immer tieferliegende Schichten in kreisende Bewegung versetzen. Wir werden auf diese Tiefenwirkung der Wellen später noch ausführlich zurückkommen; hier ist sie von Bedeutung für das Prinzip der Wellenenergie.

Die gesamte in Schwingung befindliche Wassermasse stellt den Energievorrat der Welle dar. Dieser ist nicht nur abhängig von Stärke und Dauer der Windwirkung, sondern auch vom Seeraum oder der Ausdehnung der vom Winde bestrichenen Meeresfläche, denn die Welle pflanzt sich mit der angesammelten und ständig wachsenden Energie fort.

Über das wichtige Thema der zunehmenden Wellendimensionen finden wir in der einschlägigen Fachliteratur nur sehr allgemeine, unbestimmte Angaben, soweit es sich um die Erklärung handelt, wie eigentlich diese Zunahme bis zur Erreichung der voll ausgebildeten großen Wogen des Weltmeeres zustande kommen. Eine Reihe scharfsinniger Berechnungen mit mehr oder minder gewagten Voraussetzungen haben sich doch nur mit der Frage beschäftigt, welche Größen unter bestimmten Bedingungen und Verhältnissen erreicht werden können. Doktor Vaughan Cornish hat in seinen ausgezeichneten Untersuchungen über die Natur der Meereswellen eine Theorie aufgestellt, die ich ihres interessanten Gedankenganges halber hier kurz mitteilen möchte. Nach ihm ist das Wachstum größerer Wellen an irgendeiner Stelle vom Ausbleiben und teilweisen Erlöschen der kürzeren Wellen begleitet, welche vordem vorhanden waren; dies hat seine Ursache darin, daß die Zunahme an Höhe der kürzeren Wellen durch den Luft-

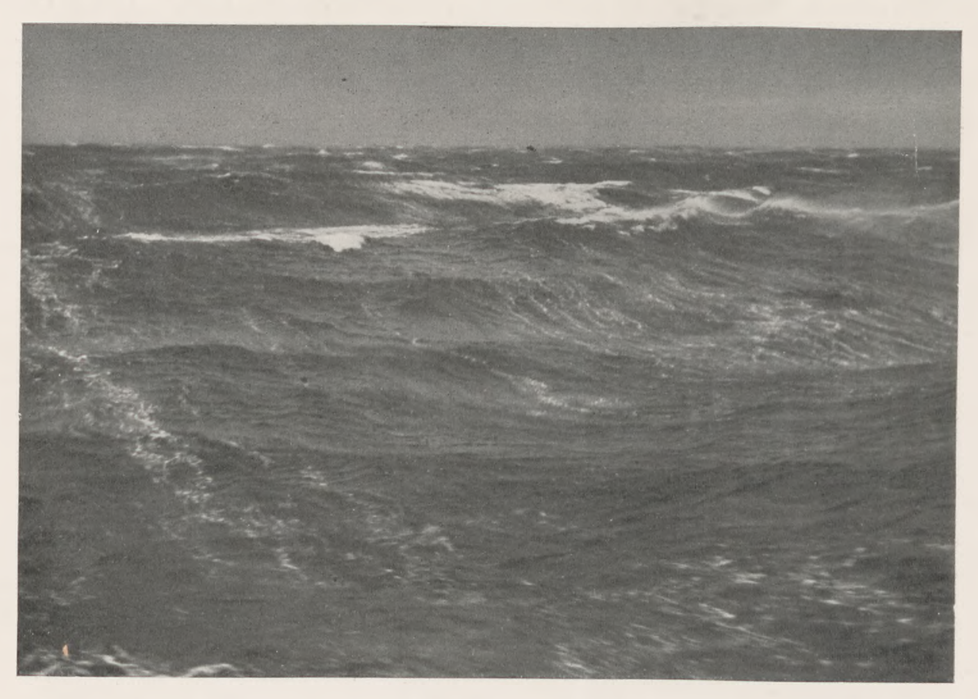


Abb. 7. Seegang am Anfang der Sturmbahn, W. 10. (Zu S. 34.)

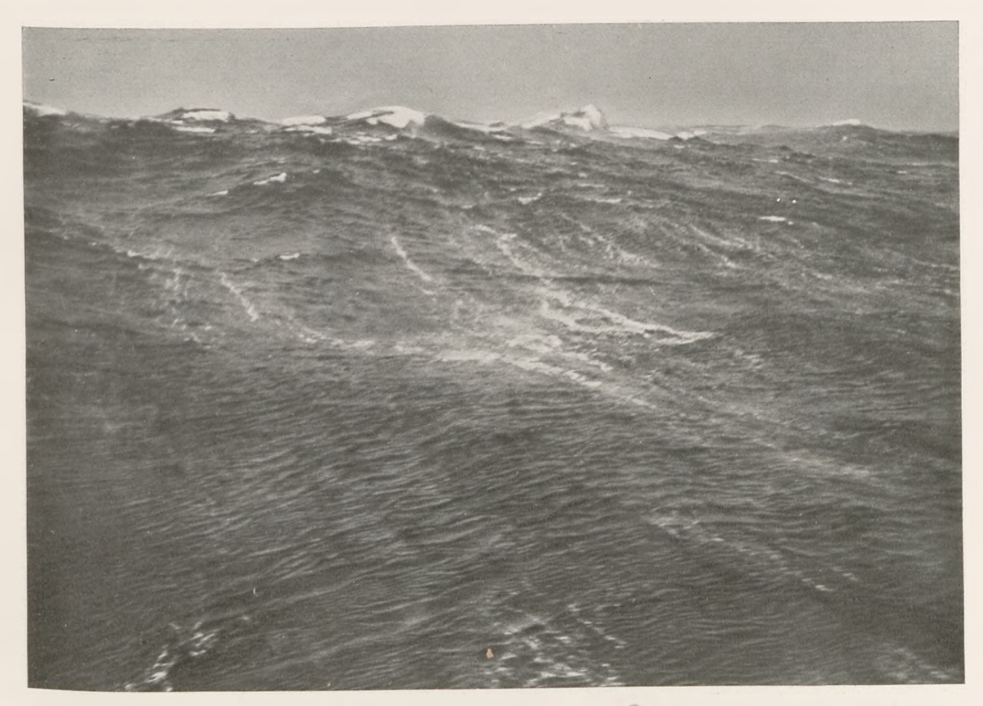


Abb. 8. Wirkung des Windes auf die Kammteile der Wellen am Anfang des Sturmfeldes. (Zu S. 34.)

wirbel behindert ist, den die größeren Wellen bedingen. Es muß eine beständige Wechselwirkung zwischen Wasser und Luft vorhanden sein, derart, daß die Luft das Bestreben hat, eine regelmäßige Reihe wandernder Wirbel mit langgestreckten horizontalen Achsen zu bilden, die in den Tiefen zwischen den Kämmen einer regelmäßigen Reihe wandernder Wasserstreifen hingleiten. Wenn die See einen ungefähr gleichförmigen Wellenzustand erreicht hat, dann ist ihr eine Reihenfolge von Windwirbeln aufgelagert, von zunehmender Größe mit zunehmender Entfernung vom Luvufer. In jedem Abschnitt der Windbahn finden wir dann eine charakteristische und der Reihe nach größer werdende Haupt- oder Sturmwelle und diese jeweilige Wellenlänge korrespondiert mit der des Luftwirbels.

Ich möchte hier nicht näher untersuchen, inwieweit der Physiker theoretische Bedenken gegen diese Auffassung vorbringen kann. Es genügt festzustellen, daß ich trotz sorgfältiger Beobachtungen an keinem Punkte der Oberfläche der großen Wellen eine solche wirbelförmige Luftbewegung feststellen konnte. Vielmehr zeigt eine aufmerksame Untersuchung der in Betracht kommenden Wellenbilder, daß der Luftstrom alle Punkte des großen Wellenprofiles bestreichen kann und daß unter bestimmten Bedingungen überall kleinere Wellen, die ebenfalls weiterwachsen, vorhanden sind (Abb. 3 u. 4). Auch spricht gegen diese Theorie das Verhalten der Oberfläche großer regelmäßiger Dünungswellen, über die Wind von größerer Geschwindigkeit zu wehen beginnt. Er erzeugt dann gleichmäßig über der ganzen Fläche der großen Wellen ein System neuer Wellen, genau wie wenn die Oberfläche des Wassers ursprünglich glatt ist (Abb. 69).

Sicherlich wird aber der Luftstrom beim Überstreichen der wellenförmigen Oberfläche des Meeres ein eigentümliches Verhalten zeigen, das wiederum von Einfluß auf das Wachstum der Wellen ist. Der Druck, den die Luft auf die Wellenoberfläche ausübt, wird an den einzelnen Teilen des Wellenprofiles ver-

schieden sein. Auf dem Wellenkamm ist die horizontale Geschwindigkeit des Luftstromes am größten, der horizontale Druck erreicht also hier ein Maximum; gleichzeitig wird die aufwärts gerichtete saugende Bewegung der Luft hier am größten sein. Im Wellental dagegen ist die horizontale Geschwindigkeit der Luft am geringsten, denn das nach unten enger werdende Wellenbett gestattet nur einer geringeren Menge Luft den Durchtritt. Daher wird hier der horizontale Druck am kleinsten und die saugende Bewegung der Luft am geringsten sein. Beide Faktoren wirken zusammen, um den Wellenkamm zu erhöhen und das Wellental zu vertiefen.

Wir wollen nun versuchen, durch Betrachtung der natürlichen Verhältnisse zu einer befriedigenden Erklärung des fortschreitenden Wachstums der Wellen zu gelangen.

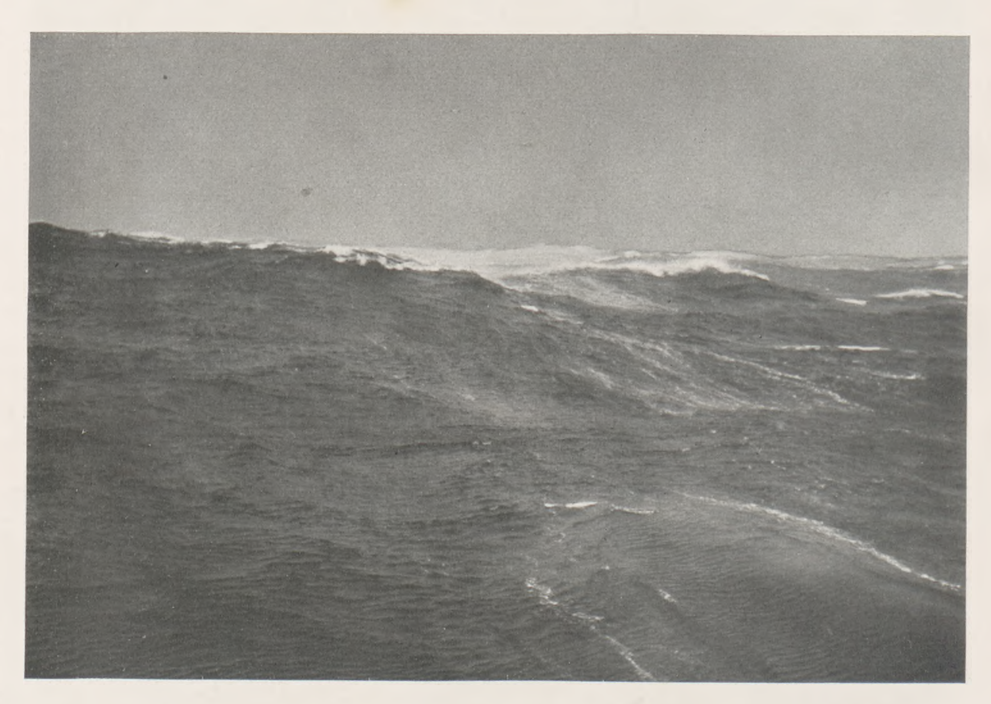


Abb. 9. Frühzeitige Ausbildung regelmäßiger Wellenformen unter besonderen Windverhältnissen. (Zu S. 34.)

Wenn der Wind ganz aufhört, und Wellen einer bestimmten Größe sich selbst überlassen sind, so tritt eine bemerkenswerte Veränderung ihrer Gestalt ein. Die zusammengesetzten, unregelmäßigen Formen lösen sich in einfache, regelmäßige Formen auf, die kürzeren Wellen erlöschen zuerst und es bleiben nur solche von größerer Schwingungsamplitude bestehen.

Dies ist dann die Dünung, die wir auf See so häufig antreffen und die einen wohlbekannten Zustand darstellt, solange es sich um Wellenformen handelt, welche der Wirkung des Windes entzogen sind oder offensichtlich zur herrschenden geringeren Windstärke in keiner Beziehung stehen. Die Dünung ist aber ein viel wichtigeres Vorkommnis als allgemein angenommen wird. Sie ist auch bei Sturmwellen stets vorhanden, nur ist ihr Dasein nicht als solches ohne weiteres zu erkennen.

Die Fortpflanzung des Energievorrates der Welle, die bei Nachlassen des Windes, wie oben beschrieben, selbsttätig eintritt, wird nämlich auch vor sich



Abb. 10. Wilder, schnell zunehmender Seegang bei Windstärke 11. (Zu S. 34.)

gehen, während der Wind noch weht. Die der jeweils angesammelten lebendigen Kraft entsprechenden größeren, einfachen Wellen, die aus dem Zusammenschwingen der längeren Komponenten der unregelmäßigen kleineren Wellen entstanden sind, werden in den verschiedenen Abschnitten der Windbahn auch vorhanden sein.

Ihnen wird eine Hauptwelle zweiter Kategorie aufgelagert sein und dieser wieder eine Reihe kleinerer, unregelmäßiger Wellen bis herab zu den durch die örtliche Windwirkung hervorgerufenen embryonalen Wellen, die in allen Stadien der Wellenentwicklung stets vorhanden sind.

Diese Verhältnisse werden klar veranschaulicht durch die Betrachtung der Abbildungen 3, 4 und 5.

Die Hauptwelle bewegt sich mit zunehmender Geschwindigkeit; die kleineren Wellen werden dann beständig gegen diese zurückbleiben. Man kann in der Natur diesen Fall deutlich beobachten. Es hat dann häufig den Anschein, als ob die kleinen Wellen nach rückwärts den Berg der großen Wellen hinaufliefen.

Bei weiterem Fortschreiten nehmen dann die schwächeren und unregelmäßigen Formen immer mehr ab, und die großen Formen werden immer einheitlicher (Abb. 6). Es tritt eine wachsende Angleichung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit an die Windgeschwindigkeit ein. Je rascher die Schwingungen der Wassermasse sich vollziehen, desto weniger wird ein Luftstrom von horizontaler Geschwindigkeit es vermögen, den Wasserteilchen neue Impulse in Gestalt kleinerer Wellen zuzuführen, er wird vielmehr nur die großen, im Haupttakt fortschreitenden Schwingungen verstärken.

Auf diese Weise glaube ich die Verhältnisse, auch ohne die Cornishsche Theorie von den Luftwirbeln, durch die mechanischen Vorgänge in der Wellenbewegung selbst erklären zu können.

Theoretisch muß zum Schluß das Stadium der stationären Wogen erreicht werden, das sind Wogen, die ihre von der jeweiligen Windstärke abhängigen Maximaldimensionen erreicht haben und sich nun in unveränderter Form und mit konstanter Geschwindigkeit fortpflanzen. Wir werden diesen wichtigen Punkt noch zu besprechen haben.

3. Die Form der einfachen Wellen.

Wir haben im ersten Abschnitt gesehen, daß auf die regelmäßigen, durch künstliche Impulse hervorgerufenen Undulationen der Wasserfläche die für Trochoiden geltenden Regeln angewendet werden. Die Wissenschaft nimmt an, um überhaupt eine rechnerische Behandlung des Problems zu ermöglichen, daß auch das Profil der einfachen, durch den Wind erzeugten Welle durch eine Kurve dargestellt werden kann, die man Trochoide nennt.

Es ist dies jene Linie, welche ein Punkt auf der Speiche eines Rades beschreibt, wenn das Rad um seinen Mittelpunkt sich drehend auf einer Ebene fortrollt.

Die Trochoidentheorie gestattet, bestimmte Beziehungen zwischen den einzelnen Elementen der Wellenbewegung aufzustellen und, wenn eine Größe durch Beobachtung bestimmt ist, die andere rechnerisch zu ermitteln.

Man nennt Wellenlänge den Abstand eines Wellenkamms von dem andern, Wellenperiode die Zeit in Sekunden, die zwei aufeinanderfolgende Wellenkämme benötigen, um einen festen Beobachtungsort zu passieren und Wellengeschwindigkeit die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Wellenkammes, d. h. die Zeit, die derselbe gebraucht, um eine bestimmte Strecke zurückzulegen. Die Wellenhöhe wird von dem tiefsten Punkt des Wellentals bis zum höchsten Punkt des Wellenberges gemessen, also nicht vom Stillwasserniveau aus, wie manchmal irrtümlich angenommen wird.



Abb. 11. Auf der Zugstraße der großen Nordatlantischen Minima.



Abb. 12. Rückseite einer schweren, überbrechenden See, W. 10. (Zu S. 34.)

Wir wollen die zur Anwendung kommenden Trochoidenformeln [1]) kurz auch in Worten ausdrücken, weil ihre Anwendung auf die Wellenbewegung des Meeres von großer Bedeutung ist.

Danach ist die Periode direkt proportional der Geschwindigkeit, mit der die Welle fortschreitet, und die Geschwindigkeit ist wieder proportional der Quadratwurzel aus der Wellenlänge.

Die Wellenlänge ist das Produkt aus Geschwindigkeit und Periode. Haben wir nun beispielsweise die Wellenperiode beobachtet, dann ist die Geschwindigkeit = 1½ mal die Periode und die Länge = 1½ mal das Quadrat der Periode.

Wenn wir die Wellenlänge durch eine geeignete Meßmethode festgestellt haben, können wir daraus sowohl Periode wie Geschwindigkeit berechnen, denn beide sind proportional der Wurzel aus der Wellenlänge. Die Periode ist dann gleich der Wurzel aus dem Produkt 0,64 mal Länge, die Geschwindigkeit gleich der Wurzel aus 1,56 mal Länge oder gleich 1¼ mal der Wurzel aus der Länge.

---

[1]) Die Periode der Welle wird gegeben durch die Formel

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi}{g}\lambda}$$

oder ausgedrückt durch die Geschwindigkeit c

$$\tau = \frac{2\pi}{g} c.$$

Die Geschwindigkeit $c = \sqrt{\frac{g}{2\pi}\lambda}.$

Die Geschwindigkeit ausgedrückt durch die Periode

$$c = \frac{g}{2\pi}\tau.$$

Die Wellenlänge läßt sich danach ausdrücken

$$\lambda = \frac{2\pi}{g}c^2 = \frac{g}{2\pi}\tau^2.$$

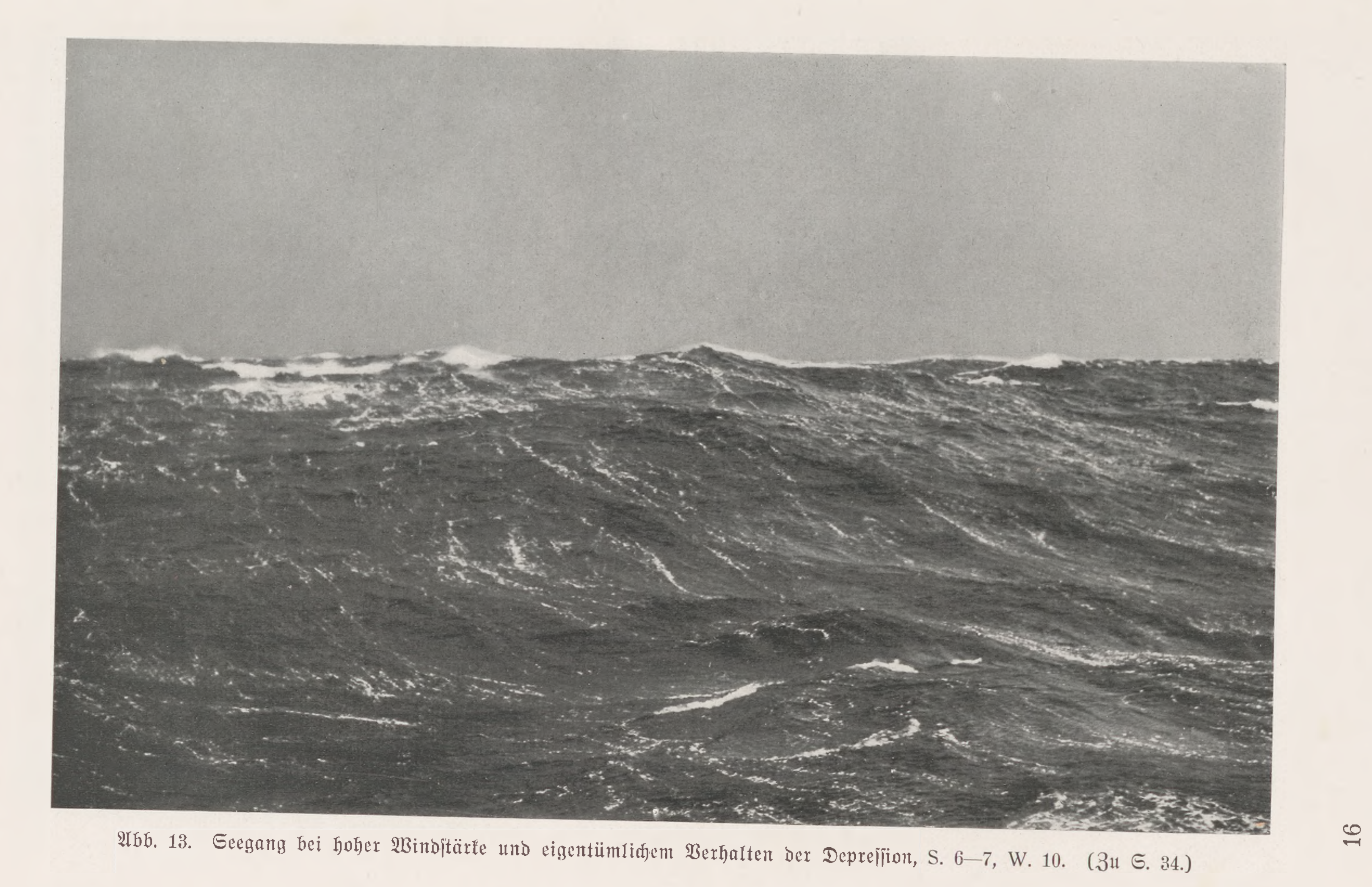


Abb. 13. Seegang bei hoher Windstärke und eigentümlichem Verhalten der Depression, S. 6—7, W. 10. (Zu S. 34.)

Abb. 14. Entwicklungsstadium eines schweren Seegangs bei Windstärke 11. (Zu S. 34, 64.)

Nur die Höhe der Wellen kann aus den Trochoidenformeln nicht abgeleitet werden, denn die Theorie gibt kein festes Verhältnis zwischen dieser und der Wellenlänge. Je nachdem der angenommene Punkt auf der Speiche des rollenden Rades näher der Peripherie oder näher dem Mittelpunkt sich befindet, wird die Form der resultierenden Kurve steiler oder langgestreckter werden.

Die Geschwindigkeit, mit der die Wasserteilchen an der Oberfläche ihre kreisende Bewegung ausführen, kann gleichfalls aus den anderen Größen abgeleitet werden. Das Ausmaß der Orbitalbewegung ist abhängig von der Höhe und der Länge der Welle, und wir haben bereits gehört, daß das Wasserteilchen seine kreisende Bewegung vollendet hat, wenn die Welle einmal um ihre eigene Länge fortgeschritten ist. Das Verhältnis von Orbitalgeschwindigkeit zur Wellengeschwindigkeit ist demnach kein festes, sondern direkt proportional dem jeweiligen Verhältnis der Wellenhöhe zur Wellenlänge. Wie wir später noch sehen werden, wechselt dieses letztere je nach der Größe und dem Alter des Seeganges. Bei sturmgetriebener See kann das Verhältnis von Höhe zur Länge in den Entwicklungsstadien 1 : 10 und weniger, in voll ausgebildetem Zustand 1 : 20 betragen, um dann bei Dünungen auf 1 : 30 bis 1 : 100 und mehr zu gelangen. Die Orbitalgeschwindigkeit kann sich also theoretisch [1] zwischen 0,63 und 0,31 der Wellengeschwindigkeit bei Windwellen und zwischen 0,21 und 0,06 und weniger bei Dünungen bewegen.

Die Trochoide stellt aber nur eine erste Annäherung an die in der Natur vorkommenden Wellenformen dar. Lediglich das Profil der freien, jeder Windwirkung entzogenen Dünung, bei der die ganze Wassermasse in gleichmäßigen Schwingungen begriffen ist, stimmt ziemlich genau mit der Trochoide überein. Die Form der gezwungenen oder Windwellen, selbst der einfachen, nicht durch irgendwelche Interferenzen beeinflußten Wellen, weicht meist sehr erheblich von der Trochoidenkurve ab. Die stereogrammetrischen Wellenaufnahmen von Laas und anderen, die von Kohlschütter ausgemessen wurden, haben diese Tatsache zweifelsfrei ergeben, die ich auch durch eine größere Anzahl eigener Beobachtungen immer wieder bestätigt fand.

Die Wellenkurve ist in Berg und Tal nicht gleich; das Tal ist breiter als der Berg und dieser erscheint in den oberen Teilen etwas schmäler, der Wellenscheitel spitzt sich ein wenig zu.

Kohlschütter fand bei den von ihm ausgemessenen Aufnahmen in einigen Fällen die dem Winde zugewandte Wellenböschung unter der Trochoide, dagegen die vom Winde abgewandte etwas über der Trochoide gelegen. In zwei Fällen lag auch die Leeseite unter der Trochoide. Um Feststellungen in dieser Beziehung machen zu können, müssen wir es natürlich mit einfachen, nicht durch Interferenzen veranlaßten Wellenformen zu tun haben. In fast allen Fällen, in denen diese Voraussetzung einwandfrei erfüllt war, habe ich immer auf Grund der Beobachtungen und der photographischen Aufnahmen mich für berechtigt gehalten, bei Sturmwellen beide Wellenböschungen als unter der Trochoide liegend anzunehmen. Bei Sturmwellen scheint die ganze über dem Mittelniveau liegende Wellenmasse eine gewisse Verschiebung nach vorne zu erleiden. Wenn nun Krümmel dazu bemerkt, daß dadurch die vom Winde abgewandte oder die Vorderseite der Woge mehr, die Rückseite weniger Volumen erhält, als der reinen Trochoidenkurve zukäme, so möchte ich ausdrücklich darauf hinweisen, daß diese Erklärung nur dann richtig ist, wenn das Wellenprofil auf die Trochoide bezogen wird.

In der Natur liegen die Verhältnisse bei gezwungenen Wellen so, daß der vordere Teil der Wellenkurve meist kürzer als der rückwärtige und die vordere Böschung steiler als die hintere ist.

---

[1]) In der Natur wird der Wert 0,63 nicht erreicht.

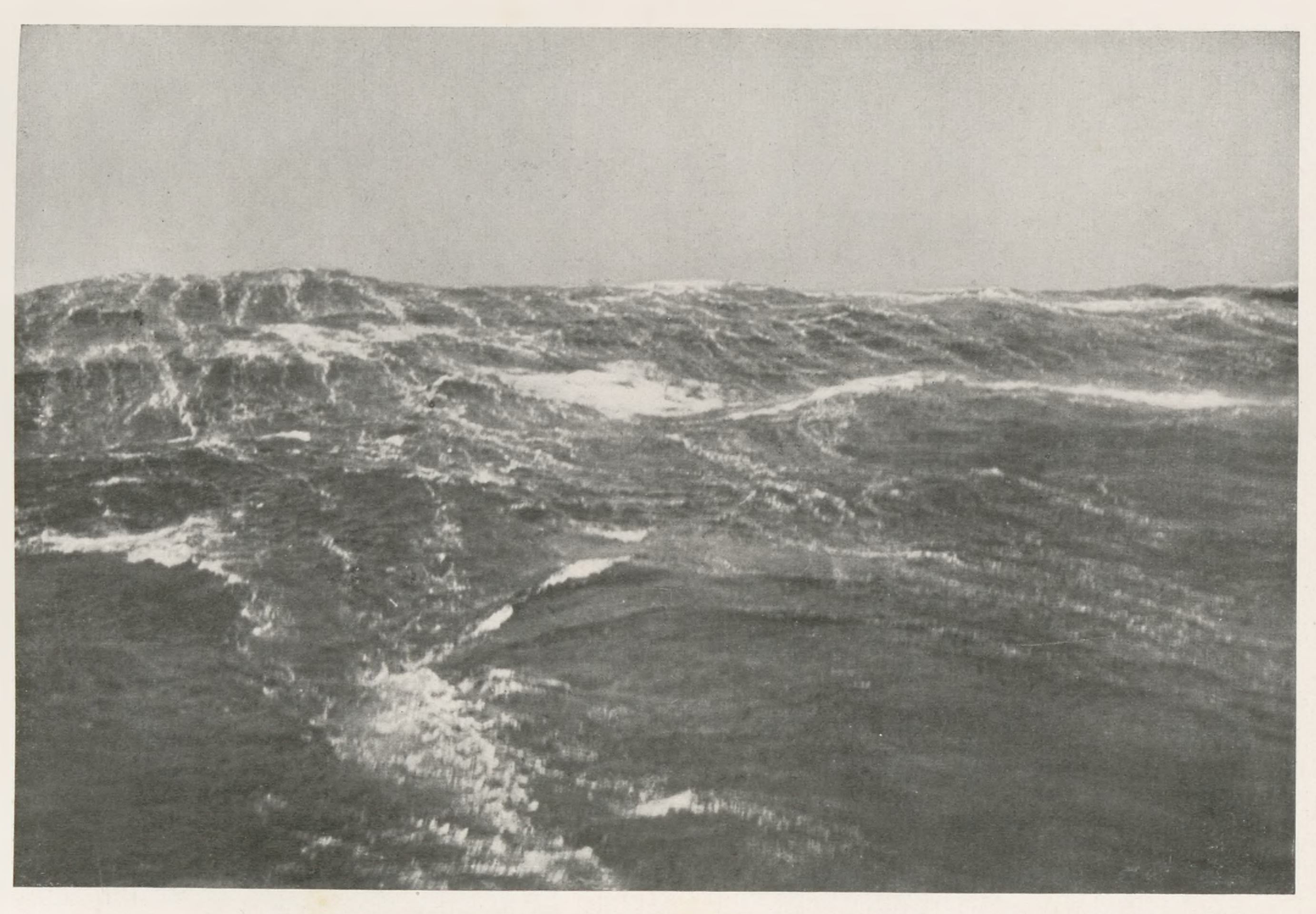


Abb. 15. Bildung gleichmäßiger langer Wellenzüge, S. 8, W. 10. (Zu S. 37.)

Wenn wir uns einen Schnitt durch dieses natürliche Wellenprofil gelegt denken, so finden wir, daß gerade die Vorderseite der Welle weniger Volumen hat als die Rückseite.

Eine weitere Unregelmäßigkeit in der allgemeinen Form der Sturmwellen liegt darin, daß vom tiefsten Punkt des Tales bis zum Wellenscheitel die Höhe nicht gleichmäßig zunimmt. Die Steilheit des Wellenberges an bestimmten Stellen läßt sich nicht einfach durch das Verhältnis von Länge und Höhe ausdrücken.

Es ist einleuchtend, daß die schon mehrfach erwähnte und auf Grund der Theorie als kreisförmig angenommene Orbitalbewegung der Wasserteilchen innerhalb der Welle unter den natürlichen Verhältnissen keine rein kreisförmige und nicht einmal eine symmetrische sein kann. Die unregelmäßige Form der Windwelle wird vielmehr eine Orbitalbahn erfordern, bei der der horizontale Durchmesser größer als der vertikale, der obere Scheitel etwas verjüngt, der untere etwas abgeplattet ist.

Die genaue Bestimmung der Wellengröße begegnet vom Schiffe aus sehr großen Schwierigkeiten. Die Fahrt des Schiffes und der meist vorhandene Winkel zwischen der Kiellinie und der Wellenrichtung gestatten nur die scheinbare Periode und die scheinbare Geschwindigkeit zu beobachten, woraus dann erst die wahre Periode und wahre Geschwindigkeit rechnerisch ermittelt werden müssen.

Günstiger gestalten sich die Verhältnisse, wenn das Schiff direkt mit oder gegen die Welle läuft, oder mit dem Kopf direkt gegen die See beigedreht liegt. Dann läßt sich die Geschwindigkeit der Wellen direkt mit der Stoppuhr messen. Wenn z. B. bei lenzendem Schiffe der Kamm den Beobachter auf dem Achterdeck passiert, wird eine Stoppuhr in Bewegung gesetzt, bis der Kamm der Welle einen bestimmten Punkt auf der Back erreicht hat. Die Fahrt des Schiffes ist dann einfach von dem gefundenen Wert abzuziehen, falls das Schiff mit den Wellen läuft, dagegen hinzuzuaddieren, wenn es gegen die See angeht. Liegt das Schiff beigedreht, kann die wahre Geschwindigkeit direkt gemessen werden.

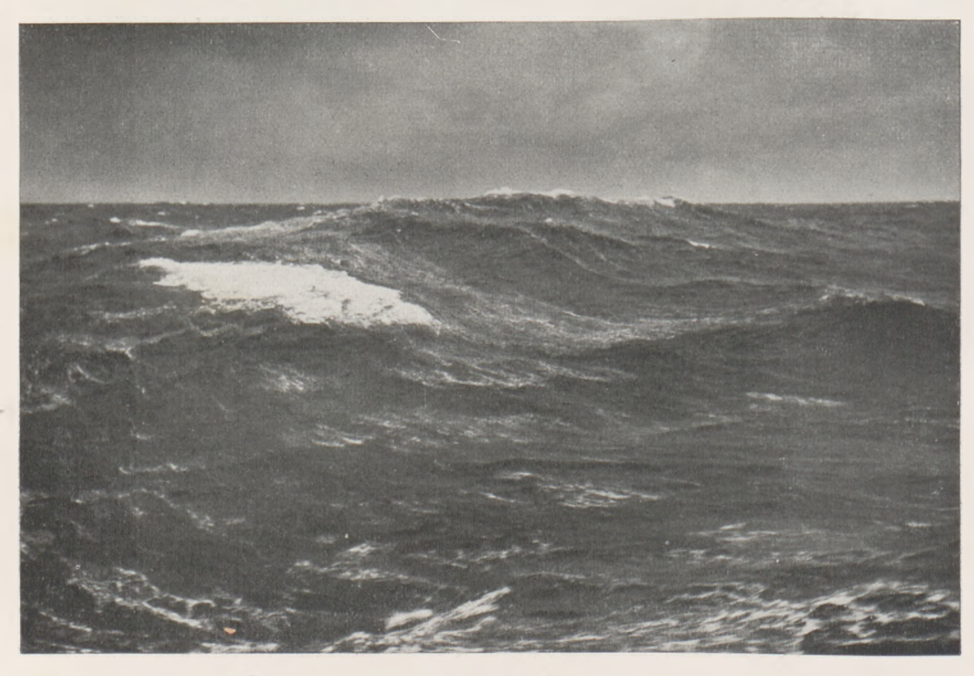


Abb. 16. Hoher Seegang in der südlichen Nordsee, S. 5—6, W. 9.



Abb. 17. Unregelmäßige See aus verschiedenen Richtungen, typisch für den Nordatlantischen Ozean. (Zu S. 70.)

Aber selbst im günstigsten Falle ist es nicht leicht, das Passieren des entfernten zweiten Markierungspunktes zu bestimmen. Außerdem gehört schon ein sehr wohl ausgeprägter Seegang dazu, um ohne große Schätzungsfehler den höchsten Punkt des vorüberziehenden Wellenberges zu bestimmen. Vor allem bei hohem Seegang besteht der Gipfel der Wellen nicht aus einer Spitze oder scharf markierten Kante, sondern aus einer verbreiterten Fläche. Ralph Abercromby hat bei seinen Wellenbeobachtungen ebenfalls schon auf diesen Umstand hingewiesen.

Die Wellenlänge läßt sich mitunter, wenn das Schiff genau in der Wellenrichtung läuft, direkt mit Hilfe einer langen, nachgeschleppten Leine, an der ein deutlich sichtbarer Schwimmkörper befestigt ist, messen. In jedem andern Fall kann die Wellenlänge nur geschätzt oder aus der ermittelten Periode oder Geschwindigkeit rechnerisch abgeleitet werden.

Die Wellenhöhe wird mit Hilfe der visuellen Methode geschätzt. Auf einem Segelschiff z. B. wird der Beobachter soweit in die Wanten hinaufsteigen, bis der Kamm der ankommenden Welle die Horizontallinie berührt. Es ist aber genau darauf zu achten, daß im Augenblick der Beobachtung das Schiff im Wellental völlig auf ebenem Kiel liegt, andernfalls wird die Messung wertlos. Diese Methode ist früher allgemein angewandt worden und auch jetzt noch vielfach im Gebrauch. Nur ein sehr geschulter und zuverlässiger Beobachter wird auf diese Weise brauchbare Resultate erzielen.

Sehr viel sicherer, wenn auch ebenfalls schwierig in der Anwendung, ist die Methode der barometrischen Höhenmessung.

Die durch die großen Wogen bewirkte Hebung und Senkung des Schiffes wird mittels eines sehr fein gearbeiteten Nivellier-Aneroides gemessen. Die Umsetzung der Luftdruckschwankungen in Höhendifferenzen ist je nach dem allgemeinen Luftdruck etwas verschieden; bei einem Luftdruck von 760 mm entspricht einer Druck-

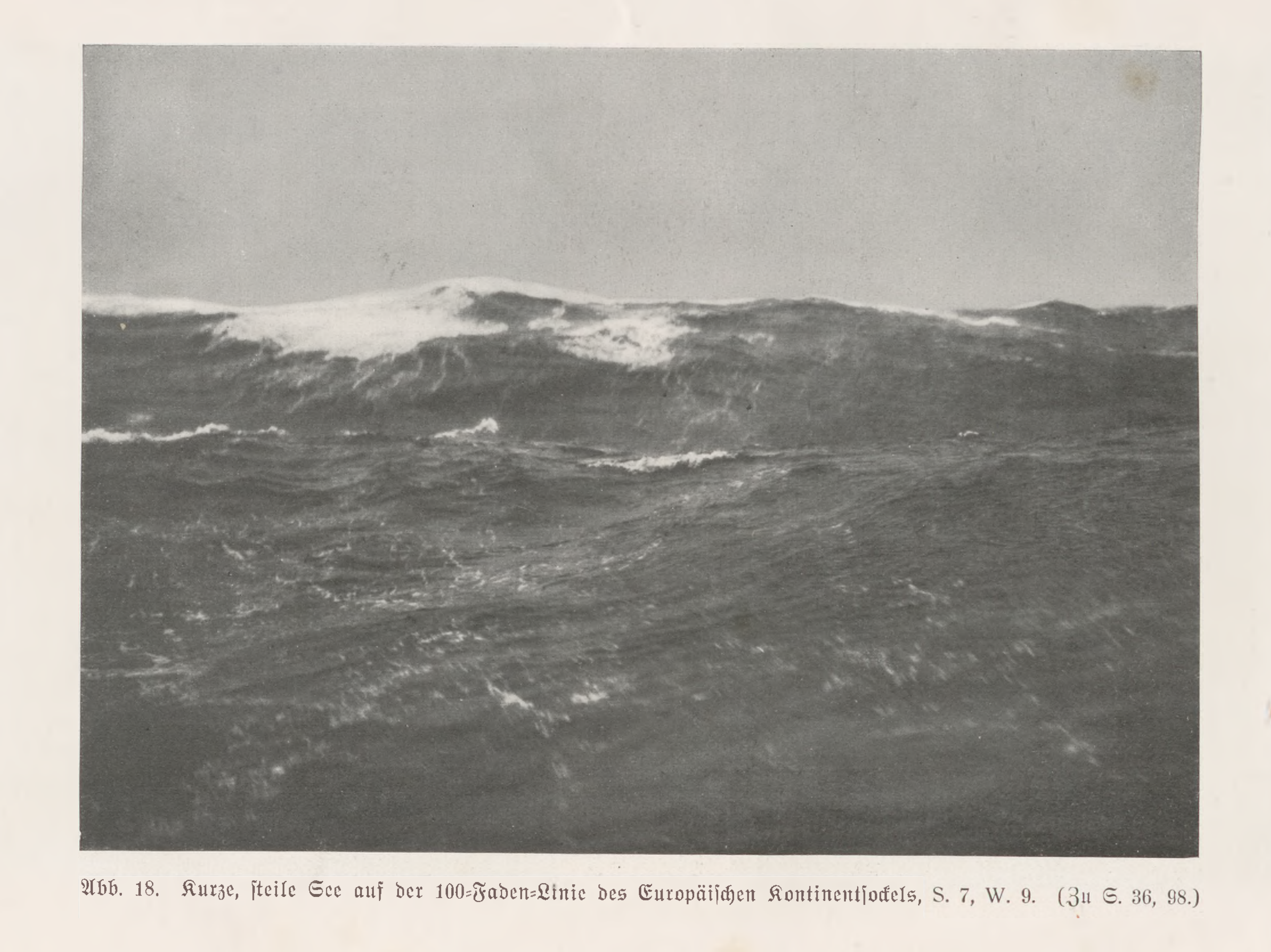


Abb. 18. Kurze, steile See auf der 100-Faden-Linie des Europäischen Kontinentsockels, S. 7, W. 9. (Zu S. 36, 98.)



Abb. 19. Wilde, unregelmäßige See im Golf von Biscaya, S. 7, W. 9. (Zu S. 70.)

änderung von 0,1 mm ein Höhenunterschied von 1,05 m, bei 730 mm Druck der gleichen Druckänderung ein Höhenunterschied von 1,09 m. Bei dem von mir verwendeten Instrumente wird die Einteilung der Skala eine solche, daß der Millimeter die Größe eines Zentimeters hatte, wodurch sich Höhenunterschiede von einem Meter sehr genau und bis zu einem halben Meter angenähert beobachten ließen. An die gefundenen Werte ist eine Korrektur anzubringen für den sogenannten Eintauchungskoeffizient des Schiffes; dieses wird nämlich infolge des Auftriebes bei Seegang nicht immer gleich tief eintauchen. Es ist eine durch Beobachtung bestätigte Tatsache, daß das Schiff im Wellental weniger tief eintaucht als auf der Höhe des Wellenberges; mithin würde das Instrument im Wellental weiter vom tiefsten Punkt entfernt sein, als es auf dem Wellenberg vom höchsten Punkt ist und würde somit nicht die ganze Wellenhöhe anzeigen. Das Aneroid gibt auch tatsächlich im allgemeinen zu niedrige Werte an. Abercromby hat bei seinen Wellenmessungen für den Eintauchungskoeffizient den Wert von 6 Fuß zu der angezeigten Höhe hinzugerechnet, G. Schott im Maximum 1,80 m, also den gleichen Betrag.

Da es mir in erster Linie darauf ankam, möglichst einwandfreie Höhenbestimmungen für die Wellen zu bekommen, habe ich bei allen meinen Beobachtungen den Eintauchungsfaktor nur mit einem Meter angesetzt. Von größter Wichtigkeit ist es, daß die Beobachtungen mit dem Aneroid nur mittschiffs ausgeführt werden, denn nur dort erhält man die reine Aufwärtsbewegung durch die Welle. Sowohl auf dem Achterdeck, wie vorne auf der Back, würde man die stampfende Bewegung des Schiffes mit hinzumessen und viel zu hohe Werte erhalten.

Ein solches Beispiel bietet eine Wellenmessung, die bei der Forschungsreise S. M. S. „Gazelle“ (von 1874 bis 1876) im südlichen Stillen Ozean am 28. 1. 76 auf 47° 30′ südl. Br. und 93° w. L. gemacht wurde. Im betreffenden Bericht steht. Wind SW: 5—6, Wellenhöhe nach Schätzung 5,6—6,3 m; mit dem Aneroidbarometer vorn (also offenbar auf der Back) beobachtet im Durchschnitt 6,4—9,4 m, Maximum 10,5—14,2 m. Mittschiffs ergaben die Messungen 3,8—5,3 m.

Hier ist ganz offenbar die stampfende Bewegung des Schiffes mit im Spiel gewesen.

Die sicherste Methode der Wellenmessung ist die photostereogrammetrische. Zwei photographische Apparate sind in einem Abstand von 3 m auf einem langen Metallträger befestigt, die Auslösung des Verschlusses erfolgt gleichzeitig. Man erhält auf diese Weise ein räumliches Bild der Meeresoberfläche mit stark vergrößerter Tiefenwirkung, das dann mit Hilfe des Stereokomparators resp. des Stereoautographen genau vermessen werden kann. Große Schwierigkeiten bereiten jedoch die Aufhängung des Trägers mit den Apparaten und die Bedienung des ganzen Instrumentes in schwerem Seegang. An Stelle der bisherigen Aufhängung des Trägers durch Flaschenzug in den Masten, welche ein richtiges Anvisieren des Objektes unmöglich macht, habe ich Pläne für eine Vorrichtung entworfen, durch die der Träger mit den Apparaten auf der Oberfläche eines großen, in kardanischer Aufhängung schwingenden Kessels befestigt ist, wodurch eine bequeme Bedienung von Deck aus und ein gutes Anvisieren des Objektes ermöglicht wird. Durch die ungünstige wirtschaftliche Lage, unter der vor allem die Wissenschaft leidet, ist es bis jetzt noch nicht möglich gewesen, das betreffende Instrument konstruieren zu lassen.

Die stereogrammetrischen Aufnahmen sind von größter Bedeutung für das Studium der Wellenbewegung; damit können nicht nur Höhe und Länge der Wellen mit größter Genauigkeit gemessen werden, auch die geometrische Form, welche die Wellen in ihrer mannigfachen Gestalt annehmen, kann festgestellt werden. Dies würde wiederum eine sehr genaue Kontrolle dafür geben, inwieweit die Trochoidengesetze vor allem, was die Beziehungen zwischen Länge und Geschwindigkeit der Meereswellen anlangt, zutreffen.

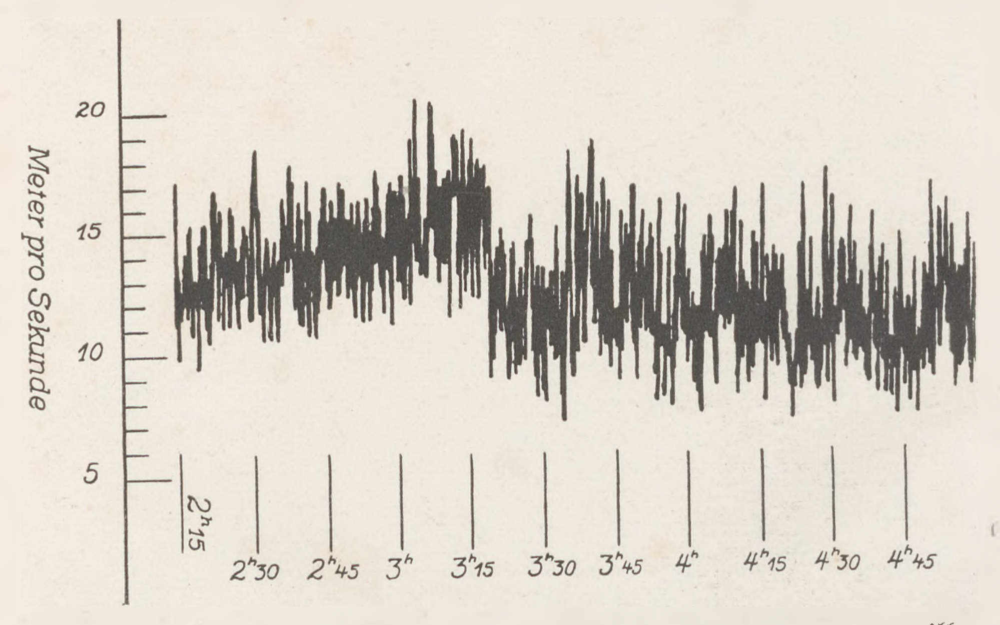


Abb. 20. Mit 12 Seemeilen Fahrt durch den Golf von Biscaya, S. 7, W. 9.

4. Die Luftbewegung in den barometrischen Depressionen und deren Beziehungen zu den Wellen des Meeres.

Wir haben im zweiten Abschnitt den einfachen Zustand eines konstanten und über dem ganzen betreffenden Meeresteil gleichzeitig wehenden Windes angenommen, um den allgemeinen Vorgang, unter welchem das Wachstum der Wellen überhaupt zustande kommt, darlegen zu können.

Die Wellen des offenen Meeres bieten ein vielgestaltiges und überaus wechselvolles Bild. Da die bewegte Luft allein die Ursache der Meereswellen und ihres Verhaltens ist, so wollen wir in erster Linie die mannigfachen Eigenschaften des Windes betrachten.



Figur a) Aufzeichnung der Windgeschwindigkeit durch den Böenschreiber von 2,15 Uhr bis 4,45 Uhr a. m. am 24. 8. 23 in Hamburg. (Zu S. 27.)

Die ungleiche Erwärmung der Erdoberfläche zu den verschiedenen Tages- und Jahreszeiten bewirkt Störungen des Gleichgewichts, zuerst in den höheren Schichten der Atmosphäre und als nächste Folge auch in den unteren Schichten am Erdboden. Dadurch entstehen Differenzen des Luftdrucks an verschiedenen Stellen, welche die Veranlassung zur Bildung der großen Luftwirbel oder der barometrischen Depressionen sind, denen die großen Windsysteme der Erde ihr Dasein verdanken.

Der besseren Übersicht halber sollen zuerst nur die allgemeinen Verhältnisse erwähnt werden, während spezielle Charakteristiken bei den Stürmen der verschiedenen Meere ihre Besprechung finden.

Die Winde wehen stets vom Orte des höheren Luftdrucks nach dem Orte des niederen Luftdrucks, dem Minimum hin. Sie werden dabei von dem geradlinigen Wege durch die Erdrotation abgelenkt und umwehen das Minimum in einem mehr oder weniger geschlossenen Ring. Auf der nördlichen Halbkugel erfolgt diese Drehung in entgegengesetzter Richtung zur scheinbaren täglichen Be-



Abb. 21. Winterwetter im Nordatlantischen Ozean. (Zu S. 81.)

wegung der Sonne; auf diese Weise werden im Norden des Minimums Ostwinde, im Süden Westwinde, im Osten Südwinde und im Westen Nordwinde wehen; auf der südlichen Halbkugel liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt. Die Form der Depression wird durch die Anordnung der Isobaren, der Linien gleichen Druckes, bestimmt; sie hat keine genau kreisförmige, sondern eine unregelmäßige, mehr elliptische Gestalt. Die Winde in ihr wehen nicht, wie man früher nach dem Doveschen Gesetz annahm, in der Tangentenrichtung zu den Isobaren, sondern zeigen eine spiralförmige Einbiegung nach dem Zentrum hin.

Die Geschwindigkeit, mit der die Luft nach dem Orte des Minimums hinströmt, ist abhängig von der Druckdifferenz auf eine gegebene Entfernung, die man den Luftdruckgradienten nennt. Es ist notwendig, den Gradienten stets auf dieselbe Entfernung zu reduzieren, deshalb ist man übereingekommen, als Einheit der Entfernung die Länge eines Grades auf dem Meridian = 111 km zu nehmen. Der Gradient, oder die Luftdruckdifferenz, wird in der Richtung des stärksten Gefälles oder senkrecht auf die Isobaren bestimmt. Windstärke und Größe des Gradienten sind also aufs engste miteinander verbunden.

Die Geschwindigkeit der Luftbewegung oder die Windstärke spielt für unsere Betrachtungen eine wichtige Rolle, weil sie die Kraft darstellt, aus der die Meereswellen ihre Energie schöpfen.

Der englische Admiral Beaufort hat eine einfache Skala für die Windstärke aufgestellt, indem er Windstille mit 0 und einen vollen Orkan mit 12 bezeichnete. Diese, nach ihm benannte Beaufort-Skala ist auf See heute noch allgemein in Gebrauch; bei einiger Übung lassen sich mit ihr die verschiedenen Grade der Windgeschwindigkeit sehr gut schätzen. Wenn es sich aber darum handelt, Beziehungen zwischen Windgeschwindigkeit und den verschiedenen Wellengrößen, ihrer Länge, Höhe, Geschwindigkeit, aufzustellen, so genügt diese einfache Angabe nicht mehr. Wir müssen dann die Schnelligkeit der Luftbewegung in Meter pro Sekunde oder in Stundenkilometern angeben.

Die Messung der tatsächlichen Windgeschwindigkeit ist eine schwierige Aufgabe, die einwandfrei bis jetzt nicht gelungen ist. Ich sehe natürlich ab von den sehr exakten Bestimmungen, welche durch Anvisierung von Pilotballons mit Theodoliten erzielt werden, denn hierbei handelt es sich um Luftströmungen in größerer Höhe. Für uns ist nur die Windgeschwindigkeit in den untersten Luftschichten maßgebend, zu deren Messung die Anemometer oder Windmesser dienen.

Bei dem Schalenkreuzanemometer wird die Umdrehung der vier rechtwinklig zueinander stehenden hohlen Halbkugeln durch ein Zählwerk gemessen. Der Faktor zur Umwandlung der Umdrehungsgeschwindigkeit in Windgeschwindigkeit muß für jedes Instrument eigens bestimmt werden, außerdem muß eine Konstante hinzugefügt werden, die der Windgeschwindigkeit entspricht, welche die Reibung des Anemometers eben überwindet.

Das Schalenanemometer gibt nur die mittlere Windgeschwindigkeit für einen bestimmten Zeitraum an, nicht aber die Stärke der einzelnen Windstöße oder der Böen von kürzerer Dauer. Das Sauganemometer (pressure tube anemometer von Dines), auf dessen sinnreiche Konstruktion wir hier nicht näher eingehen können, schreibt selbständig, nach dem Prinzip der Registrierbarometer, die Windstärke auf einen um eine Trommel ablaufenden Papierstreifen. Dieser Böenschreiber zeigt sehr deutlich die Stärke der einzelnen längeren oder kürzeren Windstöße an, wie er überhaupt ein klares Bild von der eigentümlichen Luftbewegung im Winde gibt. (Siehe Figur a). Diese Eigenart der Luftbewegung findet sich bei allen Winden und ist besonders ausgeprägt bei starken Stürmen. Stöße von wütender Kraft wechseln ab mit solchen von viel geringerer Stärke.

Es ist für unsere weiteren Betrachtungen wichtig, die den verschiedenen Windstärken entsprechende tatsächliche Geschwindigkeit in Sekundenmetern festzustellen. Hier gehen die Annahmen der einzelnen Autoren ziemlich weit auseinander, was



Abb. 22. Gewaltige, durcheinanderlaufende See bei abnehmendem Sturm, W. 8. (Zu S. 71.)

ja in Anbetracht der Unsicherheit, die allen Angaben der Anemometer anhaftet, begreiflich erscheint. Während man früher vielfach zu hohe Windgeschwindigkeiten ansetzte, macht sich jetzt bei manchen eine Neigung bemerkbar, zu geringe Geschwindigkeiten anzunehmen. Auch die großen Schwankungen der Windgeschwindigkeit bei den höheren Graden haben keine oder zu wenig Berücksichtigung gefunden. Der Steigerung der Windstärke von einem Beaufort-Grad zum andern entspricht nicht, wie manchmal irrtümlicherweise angegeben wird, überall die gleiche Anzahl Sekundenmeter. Die Zunahme von Beaufort 10 auf Beaufort 11 verlangt eine viel erheblichere Zunahme der Windgeschwindigkeit, wie beispielsweise jene von Beaufort 6 auf 7.

Ich habe bei allen Angaben über Windstärke, sowohl zu den Abbildungen wie im Text, der Einfachheit halber die Bezeichnung des Beaufort-Grades [1]) gewählt. Aus der beigegebenen ausführlichen Tabelle wird der Leser die den jeweiligen Windstärken entsprechenden Zahlen entnehmen können.

Ich habe die von R. H. Curtis gegebenen Werte zugrunde gelegt, die auf sorgfältiger Beobachtung und zahlreichen Vergleichen, auch mit den Sauganemometern, gegründet sind und mir die tatsächlichen Verhältnisse am genauesten wiederzugeben scheinen.

Die Tabelle gibt die mittlere Windgeschwindigkeit in Kilometern pro Stunde und die durchschnittlich höchsten und die durchschnittlich geringsten Windgeschwindigkeiten für jeden Beaufort-Grad, woraus ohne weiteres die durchschnittlichen Schwankungen der Windgeschwindigkeit zu ersehen sind. Die durchschnittlich höchsten und geringsten Windgeschwindigkeiten errechnen sich aus den Mitteln der verschiedenen Extreme, stellen also keine absoluten Grenzwerte dar. So wird z. B. die durchschnittliche Maximalgeschwindigkeit von 117,4 km bei Beaufort 10 in einzelnen Stößen natürlich noch überstiegen worden sein.

Tabelle der Windgeschwindigkeiten

nach Richard H. Curtis.

Bezeichnung des Windes	Bf. Zahl	Mittlere Windgeschwindigkeit in km pro Stunde	Durchschnittliche größte Windgeschwindigkeit in km pro Stunde	Durchschnittliche geringste Windgeschwindigkeit in km pro Stunde
Still	0	—	3,2	—
Leiser Zug	1	6,4	8,0	4,8
Leichter Wind . . .	2	11,2	14,5	8,0
Schwacher Wind . .	3	16,0	20,9	11,2
Mäßiger Wind . . .	4	22,5	28,9	16,0
Frischer Wind . . .	5	30,5	40,2	22,5
Starker Wind . . .	6	40,2	53,0	28,9
Steifer Wind . . .	7	49,8	65,9	35,3
Stürmischer Wind. .	8	59,5	75,6	43,4
Sturm	9	70,7	93,3	49,8
Schwerer Sturm . .	10	83,2	117,4	57,9
Orkanartiger Sturm.	11	102,9	133,5	72,4
Voller Orkan . . .	12	123,8	?	?

Die höchsten bekannten Anemometerwerte betragen 55—65 m pro Sekunde oder 198—234 km pro Stunde.

Es wurde schon erwähnt (S. 10), daß die Dimensionen der Wellen nicht nur das Ergebnis von Stärke und Dauer der Windwirkung sind, sondern daß ihre Form und Entwicklung in hervorragendem Maße von der Ausdehnung der Meeresfläche abhängig ist, über welche die Wellen hinwandern. Auf einem land-

[1]) Abkürzung von Beaufort = Bf.

umschlossenen Meere von geringer Ausdehnung würde selbst ein Sturm von größtmöglicher Gewalt auch in beliebig langer Wirkung nicht maximale Wellengrößen hervorbringen können.

Die Zunahme der Wellen liegt in Eigenschaften begründet, die den Wellen selbst zukommen; die Wellen verstärken sich gewissermaßen gegenseitig, indem die in ihnen aufgespeicherte lebendige Kraft des Windes fortschreitend immer größere Wassermassen in immer ausgiebigere Schwingungen versetzt.

Auf den weiten Flächen des Weltmeeres spielt der Seeraum in dieser Beziehung keine Rolle, wir können ihn unbedenklich als unendlich groß annehmen. Maßgebend für die Entwicklung der Wellen wird hier die Länge der wirksamen Windbahn, und diese ist abhängig von der Form und den Eigenschaften des ganzen Luftwirbels.

Die Form der Depression ist insofern wichtig, als nur eine solche, bei der



Abb. 23. Zwei unter rechtem Winkel sich kreuzende Wellenzüge aus West-Nordwest und West-Südwest, Wind West-Nordwest 7—8. (Zu S. 71.)

die einzelnen Quadranten mit den größeren Richtungsänderungen des Windes weit auseinanderliegen, die Möglichkeit zur Ausbildung eines einheitlichen Seeganges aus einer Richtung bietet. Auch werden natürlich ausgedehnte Depressionen von vornherein günstige Bedingungen für eine genügende Länge der Windwirkung schaffen.

Die wichtigste Eigenschaft der Luftwirbel in bezug auf die Meereswellen ist aber ihre eigene Fortbewegung. Die Druckunterschiede der näheren und weiteren Umgebung, sowie Temperaturdifferenzen an ihrer Vorder- und Rückseite sind die Ursache, daß die Depressionen über weite Meeresräume hinwandern. Wir haben es also mit einer fortschreitenden Energiequelle zu tun.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist von bestimmten Faktoren abhängig und auch sonst für die verschiedenen Meere verschieden; es kann auch öfter ein völliger Stillstand der Bewegung eintreten.

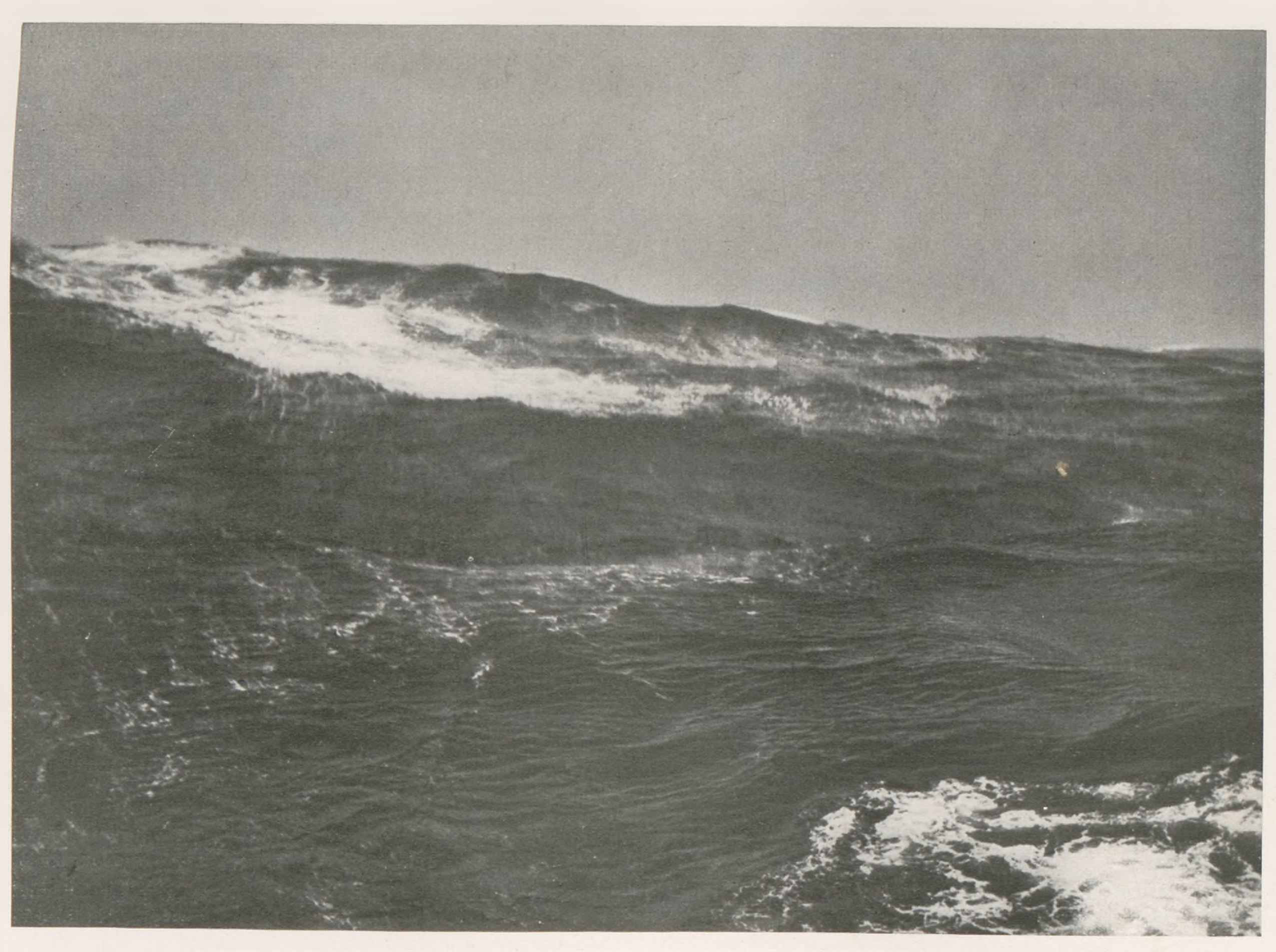


Abb. 24. Am Rande der Großen Neufundlandbank, S. 8, W. 10. (Zu S. 37, 85.)

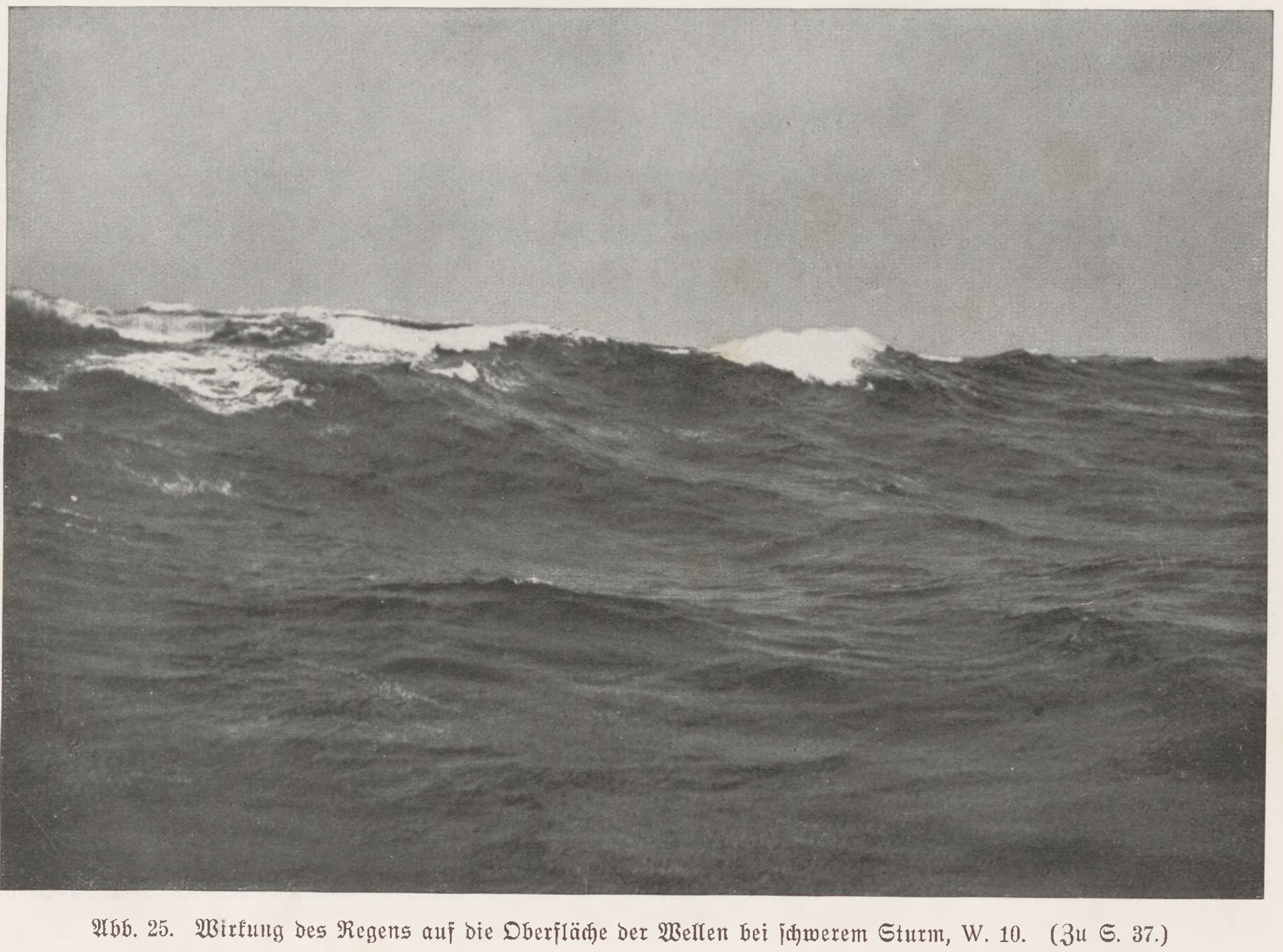


Abb. 25. Wirkung des Regens auf die Oberfläche der Wellen bei schwerem Sturm, W. 10. (Zu S. 37.)



Abb. 26. Im Nordatlantischen Golfstromgebiet, S. 8, W. 10.

Es ergeben sich eine Reihe charakteristischer Beziehungen zwischen den Wellen und der Luftbewegung innerhalb des Sturmfeldes, je nachdem der Seegang in den verschiedenen Abschnitten der Sturmbahn beobachtet wird.

Wir wollen diese interessanten Verhältnisse an der Hand der Abbildungen schildern. Unsere Betrachtungen beziehen sich auf ein beigedrehtes, also stillliegendes Schiff, so daß nur die Eigenbewegung des Sturmfeldes in Frage kommt.

Es kann nun vorkommen, daß auf offenem Meer der Seegang nur gering ist und daß auch keine wesentliche Zunahme desselben eintritt, obwohl der Sturm schon einige Zeit hindurch mit großer Stärke geweht hat. In diesem Falle dürfen wir annehmen, daß es sich höchstwahrscheinlich um den Anfang der Sturmbahn überhaupt handelt, um die Stelle, wo der Luftwirbel sich erst gebildet hat. Abb. 7 zeigt einen solchen Fall. Der Wind hatte mit Stärke 10 mehrere Stunden lang geweht und flaute dann ziemlich rasch ab; aus dem steigenden Barometer durfte man schließen, daß das Sturmfeld sich entferne. Der Seegang nahm dann sehr rasch ganz ab, wodurch die geringe wirksame Länge der Windbahn erwiesen war.

Abb. 7 läßt aber noch einen weiteren, interessanten Umstand erkennen. Trotz der geringen Länge und Höhe der Wellen zeigen dieselben eine bemerkenswerte Regelmäßigkeit der Ausbildung. Die hohe Windstärke bewirkt eben, trotz geringer räumlicher Ausdehnung der Windwirkung, schon ein frühzeitiges einheitliches Zusammenschwingen der verschiedenen Wellenkomponenten, wie es für die späteren Stadien der Wellenentwicklung stets charakteristisch ist.

Ähnlich liegen die Verhältnisse, wenn es sich um eine weniger ausgedehnte Depression handelt, die ihren Ort nicht verändert. Auch dann werden die Wellen trotz hoher Windstärke und längerer Dauer der Wirkung nur ein beschränktes Wachstum zeigen (Abb. 13), aber unter Umständen schon auffallend regelmäßige Formen haben (Abb. 9).

Wenn der Wind allmählich an Kraft zunimmt, so erfolgt eine langsame Angleichung der Wellengeschwindigkeit an die Windgeschwindigkeit. Setzt der Sturm jedoch sehr schnell oder ganz plötzlich mit großer Gewalt ein, so kann die Vergrößerung der Wellengeschwindigkeit nicht in entsprechender Weise mit fortschreiten. Die Zunahme der lebendigen Kraft im Wasser geht rasch, sprungweise vor sich; die kreisende Bewegung der Wasserteilchen erfährt eine starke Beschleunigung, welche in den Kammteilen der Welle am größten ist. Dadurch werden dort unter dem befördernden Einfluß der Oberflächenspannung die auf und ab pendelnden Wasserfäden zusammengedrängt, das Wellenprofil spitzt sich zu.

Die Wasserteilchen, die im Wellental an der Oberfläche liegen, werden in den oberen Teilen des Wellenberges unter die Oberfläche ins Innere des Wassers hineingedrückt. Sie verlieren ihre freie Oberfläche, und damit ihre potentielle Energie; an deren Stelle tritt kinetische Energie, Energie der bewegten Masse. Beim darauffolgenden Hinabsinken ins Wellental wird die Energie wieder potentiell.

Die Wellenform wird instabil, der Kamm eilt voraus und stürzt schließlich nach vorne über (Abb. 8). In diesem Stadium wächst darum auch die Höhe der Wellen schneller als ihre Länge, und dies wird um so mehr der Fall sein, je schwerer der Sturm weht; die Wellen werden also anfangs verhältnismäßig kürzer und steiler erscheinen. (Siehe S. 18). Die geschilderten Verhältnisse wirken zusammen und rufen einen wilden, stark schäumenden Seegang mit zahlreichen Brechern hervor (Abb. 10, 11, 12, 14).

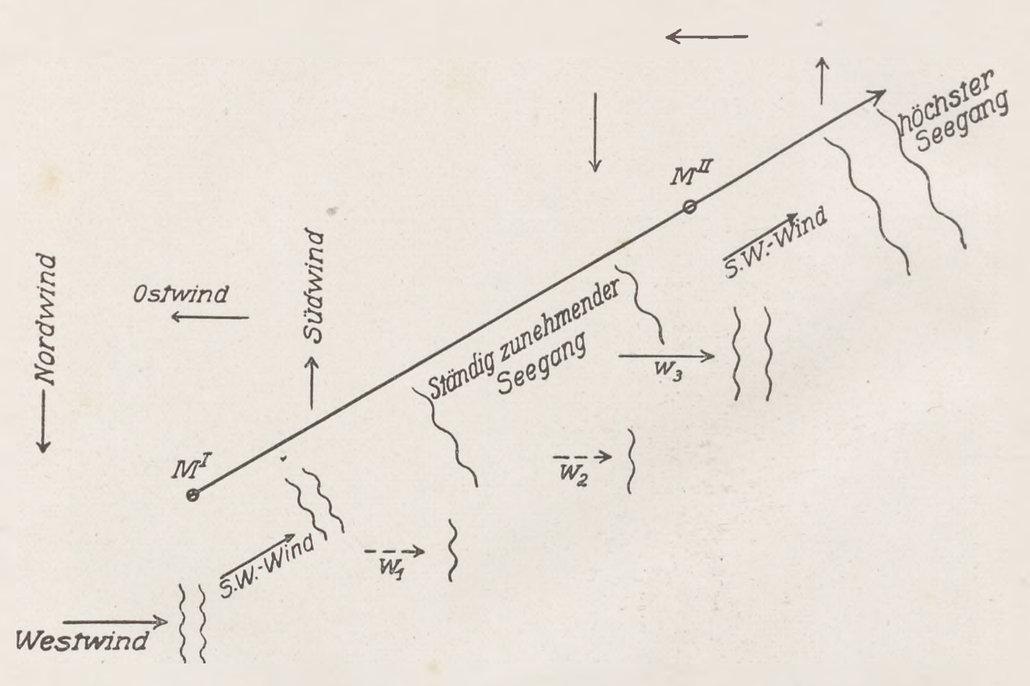
Das Meerwasser schäumt viel leichter und intensiver als frisches Wasser, der Schaum zeigt eine stärkere seifige Konsistenz, die von den im Meerwasser gelösten Stoffen herrührt. Der Schaum, der von größeren Brechern erzeugt wird, breitet sich auf der Oberfläche aus und erhält sich dort längere Zeit. Beim Vorübergang der nächsten Welle erscheint dann oft der ganze obere Teil des Berges



Abb. 27. Ausgebildeter, hoher Seegang im Nordatlantischen Ozean bei schwerem Regensturm, S. 9, W. 10. (Zu S. 36, 71.)

mit dichtem Schaum bedeckt, der noch von dem früheren Brecher herrührt (Abb. 11). Ich habe bei solchen Gelegenheiten wiederholt eine interessante Beobachtung machen können. Wenn die spitzen und instabil erscheinenden Kammteile einer herannahenden Welle die ausgebreitete Schaumfläche erreicht hatten, so schien sich das Wellenprofil etwas zu verflachen und ein Überbrechen trat nicht ein. Vielleicht übt die Schaumschicht eine bestimmte Wirkung auf die Oberflächenspannung aus, wie es die verschiedenen Öle und auch Seifenwasser in so hervorragendem Maße tun.

Anderen Ursprungs wieder sind die langen, unregelmäßigen, oft netzartig ausgebreiteten Schaumstreifen, mit denen die Oberfläche der Wellen sich um so dichter bedeckt, je stärker der Sturm weht. Sie stellen die unmittelbare Wirkung des die Wasserfläche projektilartig treffenden und wieder losgerissenen Luft-



Figur b) Einwirkung der fortschreitenden Depression auf den Seegang aus den verschiedenen Windvierteln.

stromes dar (Abb. 10, 11, 14, 15) und sind bei hohen Windstärken auch auf den ausgewachsenen Wellen stets vorhanden. (Siehe die betreffenden Abbildungen.)

Wir wollen an dieser Stelle gleich den Fall besprechen, wo trotz sehr hoher Windstärke die Schaumfäden auf der Oberfläche nur schwach ausgebildet sind oder völlig fehlen können. Diese Erscheinung tritt bei nässender Luft und besonders immer bei Regen auf (Abb. 18, 25).

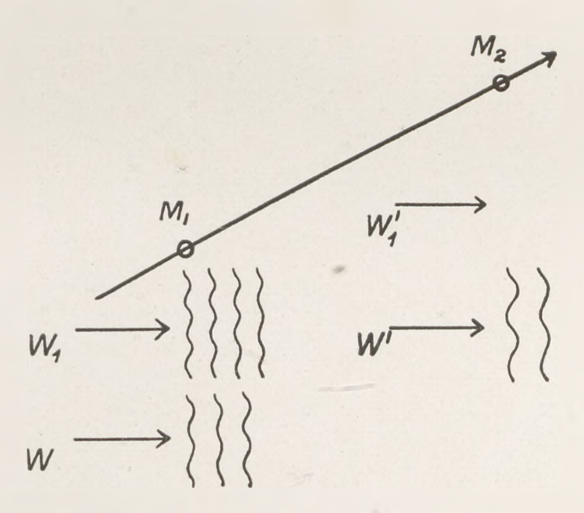
Durch die Wirkung des Windes, zumal wenn er sehr heftig weht, wird das in der Luft enthaltene freie Wasser, sei es als sogenannter nässender Nebel, Nebelreißen oder als richtiger Regen, äußerst fein verteilt und mit der Luft vermengt, fortgeweht.

Die Partikeln dieser „nassen Luft", wie wir sie nennen wollen, gleiten an der Wasserfläche leichter ab, sie können daran nicht so gut anhaften und die bekannte projektilartige Stoßwirkung hervorbringen, wie dies bei trockener Luft der Fall ist (siehe S. 5). Die nasse Luft kann daher auch weniger von ihrer

lebendigen Kraft an das Wasser übertragen; die Orbitalbewegung wird in den verschiedenen übereinanderliegenden Teilen der Welle gleichmäßiger sein, ebenso wird die Oberflächenspannung verändert.

Die Oberfläche der großen Wellen erscheint dann glatter, die kapillaren Kräuselungen können ganz unterdrückt sein (Abb. 18, 25). Der ganze Seegang zeigt etwas rundere, abgeflachtere Formen, die Neigung, Brecher zu bilden, ist im allgemeinen geringer. Diese Erscheinungen sind auch bei schwerer See und höchster Windstärke zu beobachten (Abb. 27, 35, 49, 60, 61). Unter besonderen Verhältnissen können allerdings trotzdem brechende Wellen auftreten, z. B. über den geringen Wassertiefen der Neufundlandbank (Abb. 24).

Wenn dieser Zustand der „nassen Luft“ nicht örtlich oder nur auf eine kurze Ausdehnung beschränkt bleibt, sondern sich weit genug nach Luv hin (in der Richtung, wo der Wind herweht) erstreckt, dann wird auch die ganze Entwicklung der Wellen beeinflußt. Die Dimensionen derselben sind geringer als sie, ceteris paribus, bei trockener Luft wären.



Figur c) Seegang aus dem fortschreitenden Westwindviertel.

In den weiteren Abschnitten der Sturmbahn verändert sich das Wellenprofil. Der steigende Energievorrat der Wellen bewirkt in der auf S. 14 dargelegten Weise ein stetiges Wachsen der Wellenlängen, wodurch anderseits die auch schon erwähnte Steigerung der Orbitalbewegung nach der Tiefe veranlaßt wird (Abb. 15). Der dabei eintretende Energieverbrauch läßt dann die Wellenhöhen langsamer zunehmen als die Längen.

Je höher und länger nun die Wellen werden, je mehr ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit sich der Windgeschwindigkeit nähert, desto geringer wird ihre Neigung, größere Brecher zu bilden, weil dann die Bewegung in allen Teilen der Wassermasse mit annähernd gleicher Geschwindigkeit fortschreitet (Abb. 52). Bei der extremen Windstärke, beim vollen Orkan, werden allerdings selbst die größten und schnellsten Wellen wieder überbrechende Kämme bilden, die dann häufig gewaltige Ausdehnung erreichen (Abb. 54).

Wir haben gesehen, daß die ganze Depression eine wandernde Kraftquelle darstellt.

Die Richtung, nach der sich die Depression fortbewegt, und die Geschwindigkeit dieser Bewegung sind von entscheidendem Einfluß auf die Entwicklung der Meereswellen.

Diese wichtigen und ein wenig verwickelten Verhältnisse werden durch die von mir entworfenen Figuren b und c veranschaulicht. Um das Bild nicht unnötig zu verwirren, habe ich die Einbiegung der Winde gegen das Zentrum weggelassen und die Hauptwindrichtungen durch gerade Pfeile angegeben, was ja für unsere Betrachtung auch richtig ist, da der Wind, je nach Ausdehnung der Depression, doch immer auf mehr oder weniger langen Strecken geradlinig weht. Der besseren Übersicht wegen wurde das ganze, von jeder Windrichtung beherrschte Gebiet nur mit je einem Pfeil bezeichnet.

Es soll auch hier von der, durch verschiedene Windrichtungen an bestimmten Stellen, hervorgerufenen Kreuzsee abgesehen und nur der Einfluß der Fortbewegung des Luftwirbels auf die Wellen aus den einzelnen Quadranten untersucht werden.



Abb. 28. An der äquatorialen Grenze des Nordostpassats.

Betrachten wir nun unsere Zeichnung. Das Minimum befindet sich anfangs bei M^{I}; der Seegang, der in den Hauptwindvierteln entsteht, ist durch geschlängelte Linien markiert. Wir nehmen an, daß die Depression zuerst still steht; ihre Ausdehnung ist eine solche, daß der Bereich des Westwindes 200 Seemeilen umfaßt, der Wind weht mit Stärke 9. Dann wird nach einer bestimmten Zeit der Seegang am Lee-Ende der Windbahn eine bestimmte Größe erreicht haben, über welche hinaus er nicht mehr wachsen kann. Das gleiche gilt für den Fall, daß wir den Westwind mit Stärke 11 annehmen; denn der Seeraum oder die wirksame Länge der Windbahnen von nur 200 Meilen setzt der vollen Entwicklung der Wellen eine Grenze, ohne Rücksicht auf Stärke und Dauer der Windwirkung. Ähnlich liegen die Verhältnisse in den übrigen Windvierteln. Überall wird der Seegang nur die, der jeweiligen effektiven Ausdehnung der betreffenden Windrichtung entsprechende, Größe annehmen.

Nun setzt sich die Depression in Bewegung, und zwar in der Richtung von Südwest nach Nordost.



Abb. 29. Auf großer Fahrt.

Zur vereinfachten Darlegung der Verhältnisse nehmen wir an, daß beim Fortschreiten des Luftwirbels die Anordnung der Isobaren keine Veränderung erleidet, so daß die Ausdehnung der einzelnen Windbereiche und die Windstärke die gleiche bleiben. Aus der Figur b ist ersichtlich, daß der Westwind staffelförmig in der Richtung Nordost nach und nach die Punkte W_1 W_2 W_3 usf. der Meeresfläche bestreichen wird, bis die Depression in M_2 angelangt ist.

Wenn nun das Westwindgebiet in der Richtung auf das Zentrum der Depression eine größere Ausdehnung hat, so werden sich auf kürzere Strecken jeweils bestimmte Summierungen der fortschreitenden Westwindwirkung ergeben, wie dies aus Figur c ersichtlich ist.

Der seitliche Bereich des Westwindes W W_1 ist nach W′ W_1' vorgerückt. Der stets gradlinig sich fortpflanzende, bei W^1 erzeugte Seegang findet durch das Vor-



Abb. 30. Schiff in der äquatorealen Dünung (Aufnahme vom Boot aus). (Zu S. 116.)

rücken der Depression bei W′ eine gleichgerichtet neue Kraftzufuhr, während der bei W entstandene Seegang bereits dem Bereich der Depression entrückt ist.

Der Seegang in einem Teile des Westwindviertels erfährt also hier aus dem Fortschreiten der Depression günstigsten Falles nur eine beschränkte Energiezufuhr, die, je nach Anordnung der Isobaren, auch ganz fehlen kann.

Wenn aber in unserer Depression der Sturm aus Südwest in Stärke 11 weht, so wird, wie aus der Figur b ersichtlich ist, der von ihm hervorgerufene Seegang sich nach Nordost fortpflanzen, also genau in gleicher Richtung wie die Depression selbst. Der Seegang aus Südwest wird demnach auf der ganzen Länge der Sturmbahn ununterbrochen unter der Energiezufuhr des fortschreitenden Südwestwindes stehen und auf diese Weise zur vollen Ausbildung gelangen können.

Die unregelmäßige Anordnung der Isobaren um das Minimum bewirkt aber, daß der Wind nicht aus allen Richtungen mit der gleichen Stärke weht. Häufig



Abb. 31. Hohe, gleichmäßige Dünung in den Tropen des südlichen Stillen Ozeans, S. 6, W. 4.

ist die größte Windstärke innerhalb des Sturmfeldes nur auf eine bestimmte Richtung beschränkt. Damit also die wandernde Kraftquelle des Luftwirbels auf den Seegang ihren vollen Einfluß ausüben kann, muß ihre Fortpflanzungsrichtung mit der Richtung des stärksten Windes zusammenfallen.

Nehmen wir in unserem Beispiel an, daß der Südwestwind nur mit Stärke 8, der Westwind dagegen mit Stärke 11 weht, so würde der Seegang an keiner Stelle der Sturmbahn zur vollen Entfaltung gelangen können.

Die Geschwindigkeit, mit der die Depression fortschreitet, ist ebenfalls von großer Bedeutung. Vergegenwärtigen wir uns nochmals die oben zugrunde gelegten Verhältnisse innerhalb des Sturmfeldes; wir hatten bei anfänglich stillstehender Depression den Bereich des Westwindes mit 200 Seemeilen und am Ende einer gewissen Zeit einen Seegang von bestimmter Größe angenommen. Ist aber die Eigenbewegung der Depression eine sehr schnelle, so wird der Westwind nicht die genügende Zeit haben, um selbst bei hoher Windstärke die Wellen zur entsprechenden Entwicklung zu bringen, da ja das ganze betreffende Meeresgebiet durch die nach Nordost fortschreitende Depression schon vorher der Windwirkung entzogen sein wird.

Aber auch auf den mit der Bahnrichtung zusammenfallenden Seegang aus Südwest wird eine schnelle Eigenbewegung der Depression von Einfluß sein. Die Wellen erreichen erst nach einer gewissen Zeit eine bestimmte Geschwindigkeit, die groß genug ist, um mit dem fortschreitenden Sturmfeld Schritt halten zu können. Dieser Zustand wird überhaupt erst dadurch ermöglicht, daß innerhalb der Depression jede Windrichtung einen Bereich von bestimmter Ausdehnung hat, innerhalb dessen die Wellen zunehmen können, ohne Rücksicht auf die ganze Fortbewegung; wäre dieser Windbereich allzu gering, etwa nur wenige Meilen groß, dann käme, trotz der Fortbewegung des Luftwirbels, nie eine volle Entwicklung des Seeganges zustande.

Die noch langsamer laufenden Wellen werden gegenüber dem Sturmfeld zurückbleiben und somit nach einiger Zeit außerhalb der Windwirkung, wenigstens aus dem ursprünglichen Viertel, gelangen. Damit die Wellen dauernd unter der Einwirkung der wandernden Energiequelle stehen, darf ihre Fortpflanzung nicht wesentlich langsamer sein, als die Geschwindigkeit der Depression.

Anderseits darf auch diese nicht zu langsam sein. Die Wellen würden sonst am Lee-Ende des Windbereiches eine Geschwindigkeit erreichen, die größer wäre als die Fortbewegung der Depression; sie würden dann ebenfalls nach einiger Zeit der unmittelbaren Einwirkung des Windes entzogen werden, da sie dem nachrückenden Sturmfeld voraneilen würden. Für die jeweiligen Wellenverhältnisse wird demnach jeweils eine bestimmte Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Depression die günstigsten Bedingungen bieten.

Im zweiten Abschnitt wurde kurz auf die Rolle hingewiesen, welche die Dünung beim Wachstum der Wellen spielt. Sie ist, wie wir dargelegt haben, als Resultat der gesamten bisherigen Windimpulse auch bei Sturmsee stets in irgendeiner Form vorhanden. Ihre Wirksamkeit besteht darin, die in den Wellen angesammelte lebendige Kraft selbsttätig fortzupflanzen. Am klarsten tritt dieser Zustand bei leichten Winden oder Windstille in Erscheinung. Die dabei eintretenden Formveränderungen der Wellen sind schon zum Teil auf S. 12 beschrieben worden.

Die auf der Oberfläche der großen Woge befindlichen kleineren Wellen verschwinden, weil ihre geringere lebendige Kraft schnell aufgebraucht wird. Auch die größeren, sekundären Wellen werden immer weniger bemerkbar, weil sie in zunehmender Weise gegenüber den schneller laufenden Hauptwellen zurückbleiben, so daß schließlich nur diese allein sich fortpflanzen.

Durch die Wirkung der Schwere nimmt die Höhe der sich selbst überlassenen Wellen verhältnismäßig rasch ab. Die Wellenscheitel werden flacher und breiter,



Abb. 32. Tropische Wolkenpracht.

das ganze Profil wird abgerundeter und der reinen Trochoide ähnlicher. Außerdem nehmen die Wellenlängen bis zu einem bestimmten Grenzwert zu, so daß die Wellenkurve immer gestreckter erscheint.

Die überaus schwierige und interessante Frage der Zunahme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Dünung soll erst im speziellen Teil behandelt werden.

Wir wollen an dieser Stelle nur noch die allgemeinen Charakteristiken der Dünung feststellen, soweit es sich um die verschiedenen Formen ihres Auftretens in Beziehung zu den barometrischen Depressionen handelt.

Die Dünung kann als die Vorbotin eines herannahenden Sturmes eintreffen, wenn die Fortpflanzung des ganzen Luftwirbels langsamer ist, als die Geschwindigkeit des von ihm erzeugten Seeganges. In diesem Falle werden wir von den Eigenschaften der Dünung, ihrer Höhe und Schnelligkeit, sowie dem Grade, in



Abb. 33. In Stille an der Südgrenze des Südostpassats (Aufnahme vom Boot aus).

welchem sie zunimmt, einen Schluß auf den zu erwartenden Sturm selbst ziehen können.

Wir können die Dünung als Ausklang eines eben erlebten Sturmes sehen. Dann wird ihre Größe durch die Dimensionen der vorausgegangenen Sturmwellen und ihre Dauer durch die weiter windwärts auf ihrer Bahn noch vorhandene angesammelte Energie bestimmt.

Endlich werden wir die Dünung in Gegenden beobachten, in denen überhaupt kein Sturm geweht hat. Die Wellen pflanzen sich stets geradlinig fort. Die Richtung der Sturmbahn kann immer nur mit der Wellenrichtung in einem Quadranten der Depression zusammenfallen, so daß notwendigerweise die, in einem anderen Viertel erzeugte, See bald das Sturmfeld durchlaufen und aus dem Windbereich heraustreten wird. Je näher wir eine Dünung an ihrem Ursprungsort antreffen, desto mehr gleicht ihre Form den gezwungenen Wellen, aus denen sie hervorgegangen ist. Je größer die von ihr zurückgelegte Entfernung wird, desto gleichmäßiger und langgestreckter wird die Bewegung.

Abb. 34. Lange, flache Dünung im südlichen Indischen Ozean in der Gegend des Wendekreises. (Zu S. 116.)

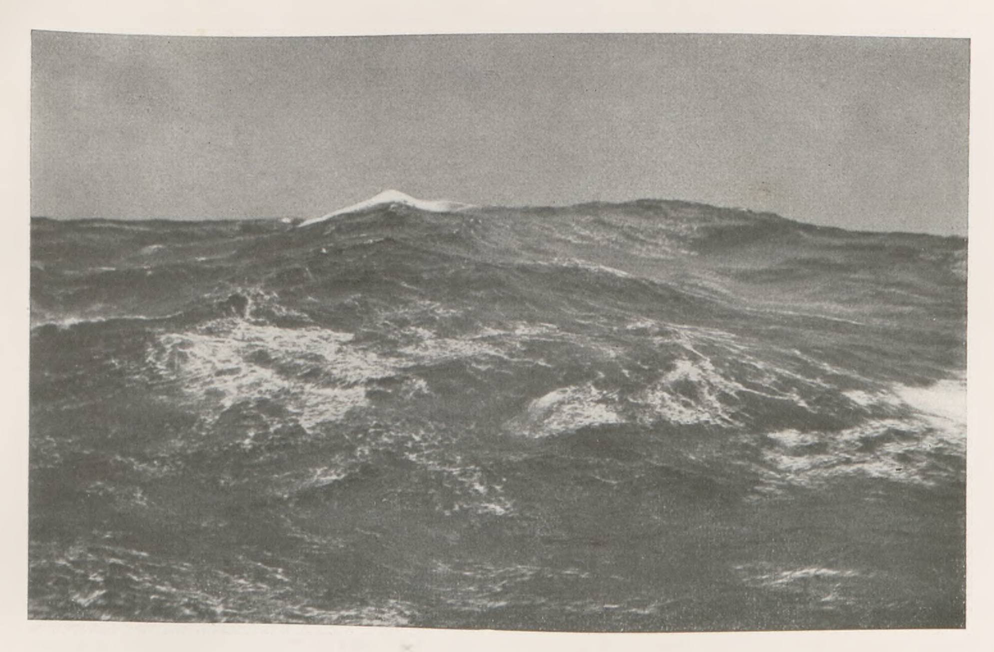


Abb. 35. Schwerer Südwestmonsun im Arabischen Meer, W. 9. (Zu S. 37, 118.)

5. Das Verhältnis der Windstärke zu den Wellengrößen.

Wenn wir die in der Natur vorkommenden mannigfachen und wechselvollen Verhältnisse zwischen den Wellenhöhen und den Werten für die Wellenlängen und -geschwindigkeiten betrachten, so drängt sich uns die Frage auf, ob hierbei bestimmte Beziehungen zwischen diesen Größen einerseits und Stärke und Dauer des Windes anderseits aufgestellt werden können.

Wir gelangen damit zur Besprechung des ersten der drei Punkte, die ich im Vorwort als die bedeutungsvollsten und verwickeltsten des Wellenproblems bezeichnet habe.

Umfang und Anlage des Buches zwingen zu einer auf das Wichtigste beschränkten Darstellung. Ohne auf die einzelnen Untersuchungen, die in dieser Richtung von verschiedenen Forschern gemacht worden sind, näher eingehen zu wollen, liegt mir hauptsächlich daran, an einigen besonderen Beispielen die eingeschlagenen Wege und Gedankengänge zu beleuchten, um dann die tatsächlich obwaltenden, natürlichen Beziehungen zwischen der Windstärke und den Wellengrößen an der Hand der Ergebnisse eigener Beobachtungen und photographischer Aufnahmen darlegen zu können. Der fachmännische geographische Leser, der auf diese Probleme genauer einzugehen wünscht, findet das einschlägige Material ausführlich im Literaturnachweis angeführt.

Die Wellenhöhe stellt sich als eine komplexe Funktion von Windstärke, Dauer der Windwirkung und Seeraum dar; statt dessen setzen wir in den weiten Räumen des Weltmeeres die Länge der wirksamen Windbahn. Bezüglich des Verhältnisses der Wellenhöhe zur Windstärke können wir uns zwei Fragen vorlegen.

1. Welche größte Wellenhöhe entspricht einer bestimmten Windstärke überhaupt, ohne Rücksicht auf Zeit und Seeraum, also unter Annahme unbeschränkten Einwirkens auf einer unbegrenzten Strecke?

2. Welche größte Wellenhöhe entspricht einer bestimmten Windstärke nach einer bestimmten Zeitdauer, aber unter der Voraussetzung einer unbegrenzten Ausdehnung der Windbahn?

Interessant ist eine, vom berühmten englischen Hafenbaumeister Thomas Stephenson aufgestellte, empirische Formel über die Beziehungen zwischen der Wellenhöhe und der wirksamen Länge der Windbahn. Danach ist die Höhe der Wellen in englischen Fuß gleich 1,5 mal Quadratwurzel aus der Länge der Windbahn in Seemeilen. Die Formel beruht auf den Ergebnissen von Beobachtungen in schottischen Landseen und im Firth of Forth und Moray Firth. Bemerkenswert ist, daß von der Annahme einer bestimmten Windstärke hier ganz abgesehen wird. Man wird aber doch der Meinung sein müssen, daß Stephenson eine bestimmte Windstärke zugrunde gelegt hat. Die Formel ist nur anwendbar auf Entfernungen, die größer als 100 Seemeilen sind. Zweifellos finden diese empirischen Werte eine gewisse Bestätigung durch manche Beobachtungen. So hat z. B. Colonel Gaillard im Kanal von Duluth Wellenhöhen von 23 Fuß gemessen, bei einer Länge der Windbahn von 259 Seemeilen; nach der Formel von Stephenson würde sich eine Höhe von 24,1 Fuß ergeben. Im offenen Meer würde einer Länge der Windbahn von 600 Seemeilen nach der Formel eine Wellenhöhe von 36,7 Fuß entsprechen; auch dieser Wert stimmt gut überein mit den Beobachtungen auf See, bei denen auf Grund von Wetterkarten eine solche Ausdehnung der Windwirkung angenommen werden konnte. Für Strecken von über 1000 Seemeilen erhält man dann allerdings viel zu hohe Werte für die Wellenhöhen.

Einer der ältesten Versuche, Beziehungen zwischen Wind- und Wellenmaßen herzustellen, ist der von Admiral Coupvent des Bois, einem Teilnehmer an der berühmten Weltumseglung der „Astrolabe“, gemachte, der aber nur noch historisches Interesse hat. Dieser stellte nämlich die Hypothese auf, daß das Quadrat der



Abb. 36. Auf der Patagonischen Bank.



Abb. 37. Orkanartiger Pampero auf der Höhe der La-Plata-Mündung. (Zu S. 130.)

Windgeschwindigkeit proportional dem Kubus der Wellenhöhe sei; er nahm aber dabei ganz unmögliche Windgeschwindigkeiten an, die nach einer achtteiligen Skala bestimmt wurden; z. B. für Stärke 7 — was ungefähr Stärke 11 der Beaufort-Skala entsprechen würde — 50 Sekundenmeter. Bessere Resultate erhält man unter Zugrundelegung der Windgeschwindigkeiten nach Beaufort mit der Formel: Wellenhöhe = ½ Windgeschwindigkeit in Sekundenmeter.

V. Cornish hat folgende Regel aufgestellt: Die mittlere, der jeweiligen Windstärke entsprechende, Wellenhöhe in englischen Fuß soll gleich sein der halben Windgeschwindigkeit, in englischen Meilen für die Stunde ausgedrückt; was in metrischem Maße $H = 0{,}37\,W$ ergeben würde.

Vorausgesetzt wird, daß Dauer der Windwirkung und Länge der Windbahn die Ausbildung der jeweiligen Maximalgrößen zuläßt, außerdem natürlich, daß der Wind mit völlig gleicher Geschwindigkeit über die ganze Strecke weht.

Auch diese Beziehung ist rein empirisch durch Zusammenstellen einer bestimmten Zahl entsprechender Beobachtungen gewonnen. Die Ungenauigkeit und Unsicherheit derselben liegt aber in den beiden gemachten Voraussetzungen.

Die Annahme einer völlig konstanten Windgeschwindigkeit über so große Meeresflächen wie dabei in Frage kämen, ist nach der Natur des Windes selbst und der Luftbewegung in den Depressionen ganz unhaltbar. Auch mit den Beobachtungen ist diese Formel nicht in Übereinstimmung zu bringen, denn die Werte für die Wellenhöhen werden bei den niedrigen Windstärken dabei viel zu hoch.

Boergen hat den bisher ausführlichsten Versuch in dieser Richtung unternommen, der es verdient, hier mitgeteilt zu werden, um dem Leser darzutun, wie schwierig solche Aufgaben, und wie unsicher häufig die Grundlagen sind, auf denen man gezwungen ist, sie aufzubauen.

Unter der Voraussetzung, daß die Wellenhöhen für jede Windgeschwindigkeit ein bestimmtes Maximum erreichen, das nicht überschritten wird, wie lange der Wind auch in gleicher Stärke weiter wehen mag, hat Borgen folgende Formel



Abb. 38. Kreuzsee mit schweren Brechern. (Zu S. 129.)



Abb. 39. Schwere, pyramidenförmig sich auftürmende Kreuzsee im inneren Gebiet eines Wirbelsturmes. (Zu S. 129.)



Abb. 40. Besonders gefährliche Form von Kreuzsee bei orkanartigem Wirbelsturm. (Zu S. 129.)

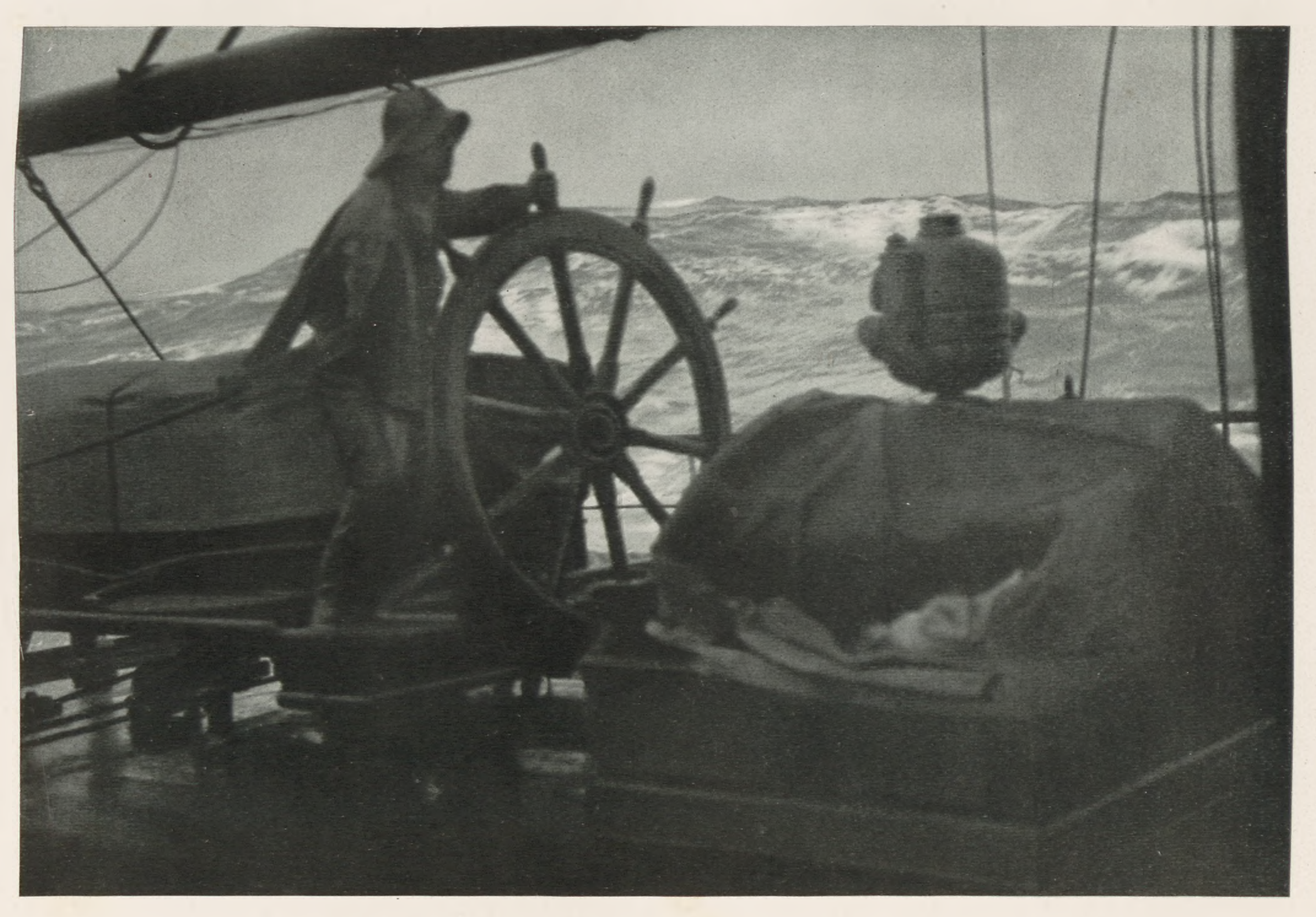


Abb. 41. Der Matrose Willy Tiede von Westerland am Ruder der „Pirna“ bei Kap Horn.



Abb. 42. Wellenformen der hohen südlichen Breiten. Aufnahme vom Kreuzwant aus, 10 m über Deck. (Zu S. 114, 138.)

aufgestellt, deren Verständis auch elementaren mathematischen Kenntnissen möglich sein wird.

$$H = H_m : \left[1 + \frac{a}{t}\right]$$

Es bedeuten H die gesuchte Wellenhöhe, H_m die der betreffenden Windstärke entsprechende größte erreichbare Höhe, t die Dauer der Windwirkung in Stunden und a eine Konstante. Um die Formel anzuwenden, muß zuerst die Größe H_m als Funktion der Windstärke und die Konstante a bestimmt werden.

Boergen sagt selbst, daß es bislang Sache der Hypothese ist, in welcher Weise der Maximalwert H_m von der Windstärke abhängt und gelangt nach einer Reihe von Annahmen und Berechnungen, bei denen wieder verschiedene konstante Größen zu ermitteln sind, zu dem Ergebnis, daß der Maximalwert von $H = 1/3$ der jeweiligen Windstärke sei, also fast zu der gleichen Verhältniszahl, die Cornish angibt.

Um nun die Konstante a zu finden, schlägt Boergen einen Weg ein, der deutlich zeigt, wie sehr man bei dem Bestreben, einen verwickelten Naturvorgang formelmäßig darzustellen, häufig gezwungen sein kann, gewisse Resultate als grundlegend anzunehmen, die selbst erst einer kritischen Würdigung bedürfen.

Der bekannte französische Schiffsleutnant Pâris macht in einem Bericht über das variable Verhältnis von Wellenhöhe zur Wellenlänge die Bemerkung, daß er im südlichen Indischen Ozean infolge starker Weststürme, die vier Tage oder rund 100 Stunden hindurch mit auffallender Regelmäßigkeit andauerten, die Höhe der Wellen nur von 6 auf 7 m steigen sah, während die Länge derselben am ersten Tage 113 m, dagegen am vierten 235 m erreichte.

Wir können hier natürlich die weiteren Berechnungen Boergens nicht verfolgen; es genügt festzustellen, daß er mit diesen Daten, denen er Beweiskraft für die Darstellung eines normal ablaufenden Vorganges zuschreibt, in seine Formel eingeht. Die betreffende Beobachtung von Pâris gibt aber keine normalen Verhältnisse wieder und damit auch keine Anhaltspunkte für eine regelmäßige Beziehung der beiden Wellengrößen zu den verschiedenen Zeiten t und t + 100 Stunden.

Im Gegenteil wird sie für jeden erfahrenen Beobachter besondere Verhältnisse darzustellen scheinen. Ein so geringes Wachsen der Wellenhöhe, bei so lang andauerndem Sturme, läßt auf ein eigentümliches Verhalten des Sturmfeldes schließen. Es würde zu weit führen, die in Betracht kommenden Möglichkeiten zu diskutieren.

Pâris gibt die Windstärke mit 9 der Beaufort-Skala an. Das würde nach der Tabelle von Curtis einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 18—19 m pro Sekunde entsprechen.

Krümmel, der sich mit dieser Berechnung Boergens auch beschäftigt, hält sogar nur eine mittlere Windgeschwindigkeit von 16 m pro Sekunde für wahrscheinlich. Der am 4. Tag beobachteten mittleren Wellenlänge von 235 m entspricht eine Wellengeschwindigkeit von rund 19 m pro Sekunde. Die beiden Geschwindigkeiten sind also von gleicher Größe und ein wesentlicher Höhenzuwachs der Wellen nicht zu erwarten. Vielmehr weist ein Verhältnis der Wellenhöhe (7 m) zur Wellenlänge (235 m) von 1 : 33, das bei sturmgetriebenen Wellen nie vorkommt, sehr deutlich darauf hin, daß der Seegang sich an dem Grenzzustande der freien Wellen befindet.

Von größtem Interesse sind ferner die Beziehungen der Windgeschwindigkeit zu der Länge der Wellen und ihrer Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Diese beiden Größen hängen bekanntlich eng voneinander ab, so daß die eine durch die andere bedingt wird.



Abb. 43. Ausbildung der Wellen zu langen, gleichmäßigen Zügen. Aufnahme vom Kreuzwant aus. (Zu S. 138.)

Boergen hat auch darüber eine Formel aufgestellt, die aber zu kompliziert ist, um hier angeführt zu werden. Es genügt darauf hinzuweisen, daß er die soeben besprochene Beobachtung von Pâris auch wieder verwendet. Krümmel (Bd. II, Seite 77) nennt die ganze Formel auf einer falschen Voraussetzung aufgebaut, weil Boergen darin eine für die gegebene Windstärke mögliche größte Wellenlänge annimmt. Nach Krümmel nähert sich die Wellenlänge auch bei gegebenem stetigem Winde, nicht wie die Wellenhöhe, einem Maximum, sondern sie wächst anhaltend weiter, so daß also das durch die Formel ausgedrückte zahlenmäßige Verhältnis undenkbar ist.

Jeder, der sich bisher mit der Lösung dieser wichtigen Frage beschäftigt hat, ist sich der Schwierigkeiten bewußt geworden, die eine richtige Deutung des Vorganges bereitet.

Krümmels Gedankengang ist nun kurz folgender:

Aus den Beobachtungen geht hervor, daß die lebendige Kraft des Windes bei ununterbrochener Betätigung immer größere Volumina Wasser in ihren Be-



Abb. 44. Schiff rollt in hoher See.

reich zieht. Auf Grund der Beobachtungen nimmt er an, daß die Wellenhöhen einem gewissen Maximum unterworfen sind, daß also diese Vermehrung des Volumens nur in einem Wachsen der Wellenlängen und damit zusammenhängend einer Steigerung der Orbitalbahnen auch in der Tiefe gesucht werden könne.

Er geht dabei von dem Prinzip der zunehmenden Wellenenergie aus, deren Wachstum von Wellenlänge und Wellenhöhe abhängt und meint, daß mit dem Erreichen der, dem betreffenden Winde entsprechenden, Maximalhöhe, der fortschreitende Energiezuwachs sich nunmehr in einer Vergrößerung der Wellenlängen äußern muß. Krümmel stützt seine Ansichten in der Hauptsache auf das ausführliche Beobachtungsmaterial von Pâris, das in verschiedene Gruppen geteilt, fast alle Ozeane umfaßt. Er hat aber alle Angaben über Windgeschwindigkeit nach seiner Auffassung reduziert, weil er sie für zu hoch hält, und kommt dann zu dem Ergebnis, daß in fast allen Fällen die Windgeschwindigkeit geringer war, als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen.

Die Weiterführung des gleichen Gedankenganges liefert ihm auch dafür die Erklärung. Er sagt hierzu: „Es zeigt sich dann, daß, solange die Windwirkung

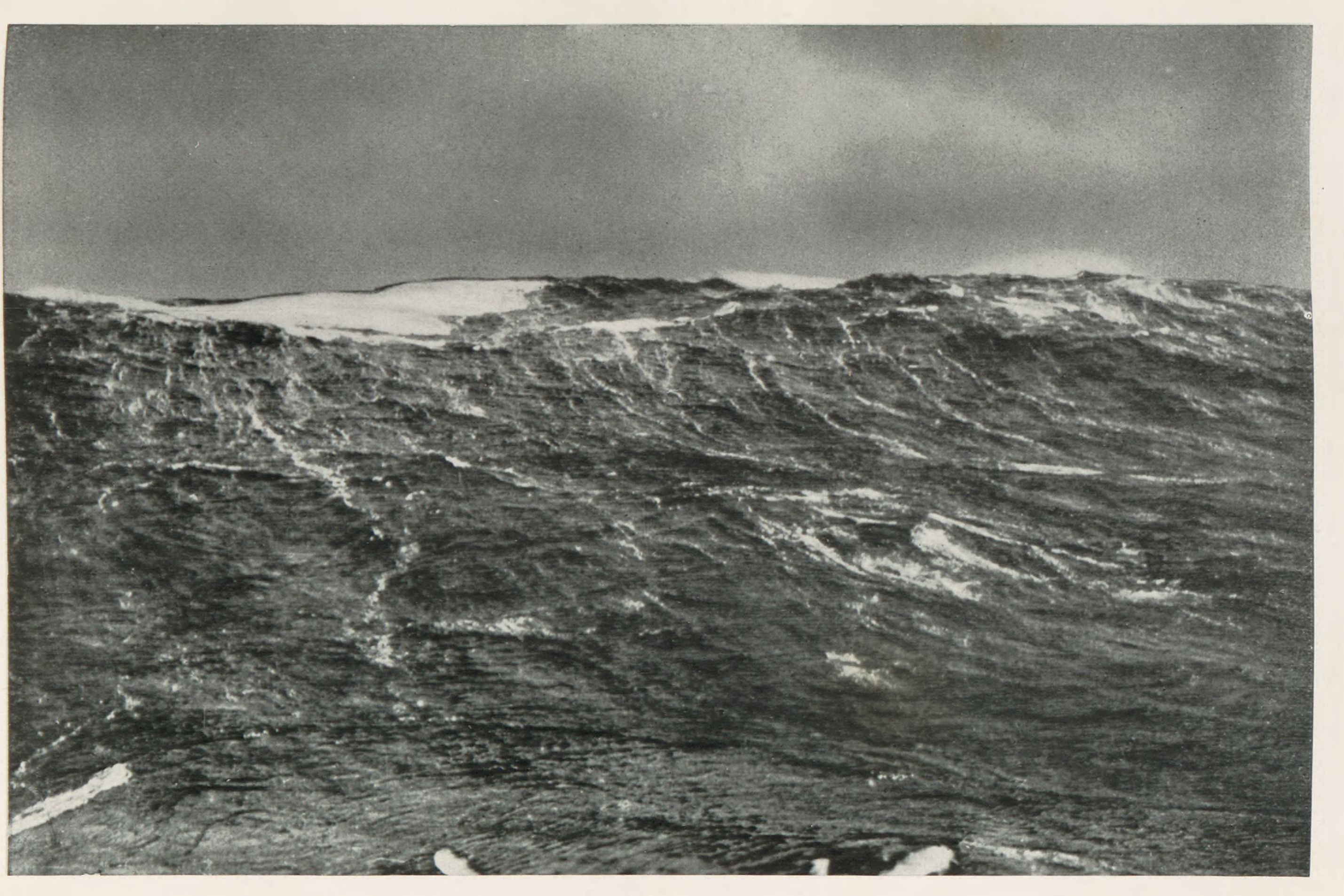


Abb. 45. Schwere See bei Kap Horn. (Zu S. 140.)



Abb. 46. Festmachen der Fock im Sturm.

im Ansteigen begriffen ist, und sich die lebendige Kraft durch das rasche Wachsen der Wellenhöhen vergrößert, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen kleiner ist, als die Windgeschwindigkeit; ist aber die Wellenhöhe bei konstant bleibender Windstärke nach längerer Zeit ihrem Maximum nahe, so läßt die stetig weiter zunehmende Energie nunmehr die Wellenlängen und Geschwindigkeiten fortwachsen und alsdann übertrifft die Wellengeschwindigkeit schließlich die Windgeschwindigkeit." —

Cornish hat die Windangaben von Pâris, soweit dieselben in Metersekunden gemacht sind, unberücksichtigt gelassen und die jeweils angegebenen Beaufort-Grade nach der Tabelle von Curtis umgerechnet und gelangt zu dem entgegengesetzten Resultat wie Krümmel. Auch G. Schott hat bei allen seinen Beobachtungen stets den Wind schneller gefunden als die Wellen und widerspricht daher entschieden den Folgerungen, die aus den Beobachtungen von Pâris abgeleitet wurden.

Ich habe diesen Erörterungen gerne einen etwas breiteren Raum gegeben, weil die Frage nach dem Verhältnis der Geschwindigkeiten von Wind und Wellen zueinander zu den interessantesten und kompliziertesten Problemen der Wellenbewegung des Meeres gehört. Ich will im folgenden versuchen, eine möglichst klare Darstellung der natürlichen Beziehungen zwischen der Windgeschwindigkeit und den Wellengrößen zu geben.

Betrachten wir zunächst das Verhältnis der Windgeschwindigkeit zur Wellenhöhe.

Wenn man den idealen Fall annehmen will, daß ein Wind von absolut konstanter Geschwindigkeit über eine genügend weite Meeresfläche weht, dann wird zweifellos jeder bestimmten Windstärke nach einer bestimmten Zeit eine ganz bestimmte Wellenhöhe, bis zur Erreichung des jeweilig möglichen Maximums entsprechen.

Wir haben bereits auf Seite 27 die kurzperiodischen Schwankungen der Windstärke erwähnt, die meist um so größer sind, je härter der Sturm weht und die sehr deutlich aus den Aufzeichnungen der Registrieranemometer ersichtlich sind. Außerdem wehen aber die Stürme selbst in Böen von unregelmäßiger längerer oder kürzerer Dauer, die durch Pausen mit schwächerer Luftströmung getrennt sind. Je größer die kurzen Schwankungen des Windes und je verschiedener die Intervalle zwischen den Böen sind, desto unregelmäßiger wird die Abgabe der lebendigen Kraft an die Wellen sein. Dazu kommen noch die, an den einzelnen Abschnitten der Windbahn auftretenden, Ungleichheiten der Windstärke, welche durch die jeweiligen Eigenschaften der Depression bedingt sind.

Der Beobachter, der an einer bestimmten Stelle Wellen von einer gewissen Höhe antrifft, kann über das wahre Verhältnis dieser Wellenhöhe zum herrschenden Winde nur Vermutungen haben, die sich aus Form und Verhalten des Seeganges nur ungefähr ableiten lassen. Er wird aber an keiner Stelle der Windbahn angeben können, ob die beobachtete Windstärke in gleichmäßiger ununterbrochener Betätigung die ihr entsprechenden maximalen Wellengrößen entwickelt hat. Denn beispielsweise eine größere Windstärke weiter luvwärts, die sich ja seiner Kenntnis entzieht, würde auch bei geringerer Ausdehnung der Windbahn und kürzerer Dauer der Einwirkung den gleichen Seegang hervorbringen, wie die von ihm beobachtete Windstärke es über einen längeren Weg und einen größeren Zeitraum tun würde.

Eine rechnerische Definition des Verhältnisses von Windgeschwindigkeit und entsprechender größter Wellenhöhe hat darum nur spekulatives Interesse, da die natürlichen Verhältnisse nicht die Bedingungen für eine exakte Lösung der Frage bieten.

Die an einer bestimmten Stelle beobachtete Wellenhöhe ist das Resultat der durch eine große Anzahl Windimpulse von verschiedener Stärke und Dauer im Wasser angesammelten lebendigen Kraft. Es können demnach bei jeder Wind-



Abb. 47. Kurzer, steiler Seegang östlich der Kap-Horn-Inseln, bei Weststurm und geringem Seeraum.

stärke Wellen jeder Höhe vorkommen, da diese nur vom Energievorrat der Wellen abhängt.

Eine aufmerksame Betrachtung der verschiedenen Abbildungen mit den beigefügten Windangaben wird dem Leser diese Tatsache vor Augen führen.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß bei dem Zusammenhang der Wellendimensionen untereinander auch die Wellenlängen bis zu einem gewissen Grade von der herrschenden Windstärke unabhängig sind, und daß demnach auch Wellen jeder Länge bei jeder Windstärke vorkommen können.

Nicht ganz so einfach ist die Beantwortung der Frage, inwieweit einer bestimmten Windgeschwindigkeit auch eine bestimmte maximale Wellenlänge entspricht, sowie die Feststellung der jeweiligen Beziehungen der Windgeschwindigkeit zur Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen.

Wellenlänge und Geschwindigkeit sind bekanntlich eng miteinander verbunden, die eine Größe hängt von der andern ab. Wir haben bereits dargelegt, daß Krümmel, dessen Handbuch der Ozeanographie als unser klassisches Werk auf diesem Gebiete gelten darf, ausgesprochen hat, daß die Wellenlängen auch bei konstantem Winde stetig weiterwachsen und daß dann im voll entwickelten Zustande die Wellengeschwindigkeit die Windgeschwindigkeit übertrifft. Zur Unterstützung dieser Ansicht betont Krümmel den Unterschied zwischen Orbitalgeschwindigkeit und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen und weist darauf hin, daß die Orbitalgeschwindigkeit der unmittelbar vom Winde getroffenen Wasserteilchen in allen Fällen doch noch hinter der Windgeschwindigkeit zurückbleibt, so daß also physikalische Bedenken gegen eine größere Wellengeschwindigkeit nicht aufrecht zu erhalten wären.

Wir halten uns für berechtigt, auf Grund sorgfältiger Beobachtung auf See zu sagen, daß diese Erklärung auf einer unrichtigen Auffassung der natürlichen Verhältnisse beruht.

Es wurde an anderer Stelle schon erwähnt, daß die Zunahme der lebendigen Kraft im Wasser sich anfangs in einer rascheren Steigerung der Wellenhöhe im Vergleich zur Länge kundgibt, während in späteren Stadien der Entwicklung das Umgekehrte eintritt und dann die Wellenlänge schneller wächst.

Aber auch die Wellenhöhe nimmt noch zu, solange überhaupt eine Abgabe der lebendigen Kraft des Windes an die Wellen stattfindet, nur wird diese Zunahme dadurch geringer, daß durch die gleichfalls sich vergrößernde Orbitalbewegung der Wasserteilchen nach der Tiefe zu ein erheblicher Teil der lebendigen Kraft verbraucht wird.

Wenn nun die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Sturmwellen eine bestimmte Größe erreicht hat, dann vermag die betreffende Windstärke keine weitere Energiezufuhr zu vermitteln und auch die Wellenlängen können nicht weiter anwachsen. Um diesen Vorgang richtig zu erfassen, müssen wir folgenden Gedankengang einschlagen:

Es ist zu unterscheiden zwischen der unmittelbaren Kraftübertragung des Windes auf die Wasserteilchen und der selbsttätigen Fortpflanzung des Energievorrates der Wellen.

Die erstere kann primär nur in einer Steigerung der Orbitalgeschwindigkeit gesucht werden, denn wir müssen uns klar sein, daß der Wind zuerst und in gewissem Sinne überhaupt nur die Orbitalbewegung innerhalb der einzelnen Wellen verursacht. Die Abgabe der lebendigen Kraft des Windes an die Wasserteilchen findet aber ihre Grenze, wenn der Wind den größtmöglichen Anteil seiner Eigengeschwindigkeit auf das Wasser übertragen hat.

Eine solche Feststellung kann natürlich nur eine angenäherte sein und muß aus den durch Erfahrung gewonnenen Ergebnissen abgeleitet werden. Zu diesem Ende nehmen wir hier die später ausführlicher zu besprechenden Zahlenverhältnisse zum Teil vorweg und betrachten einige der größten bekannten Wellenmaße, und



Abb. 48. Schiff „Pirna“ in der Kap Horn-See.

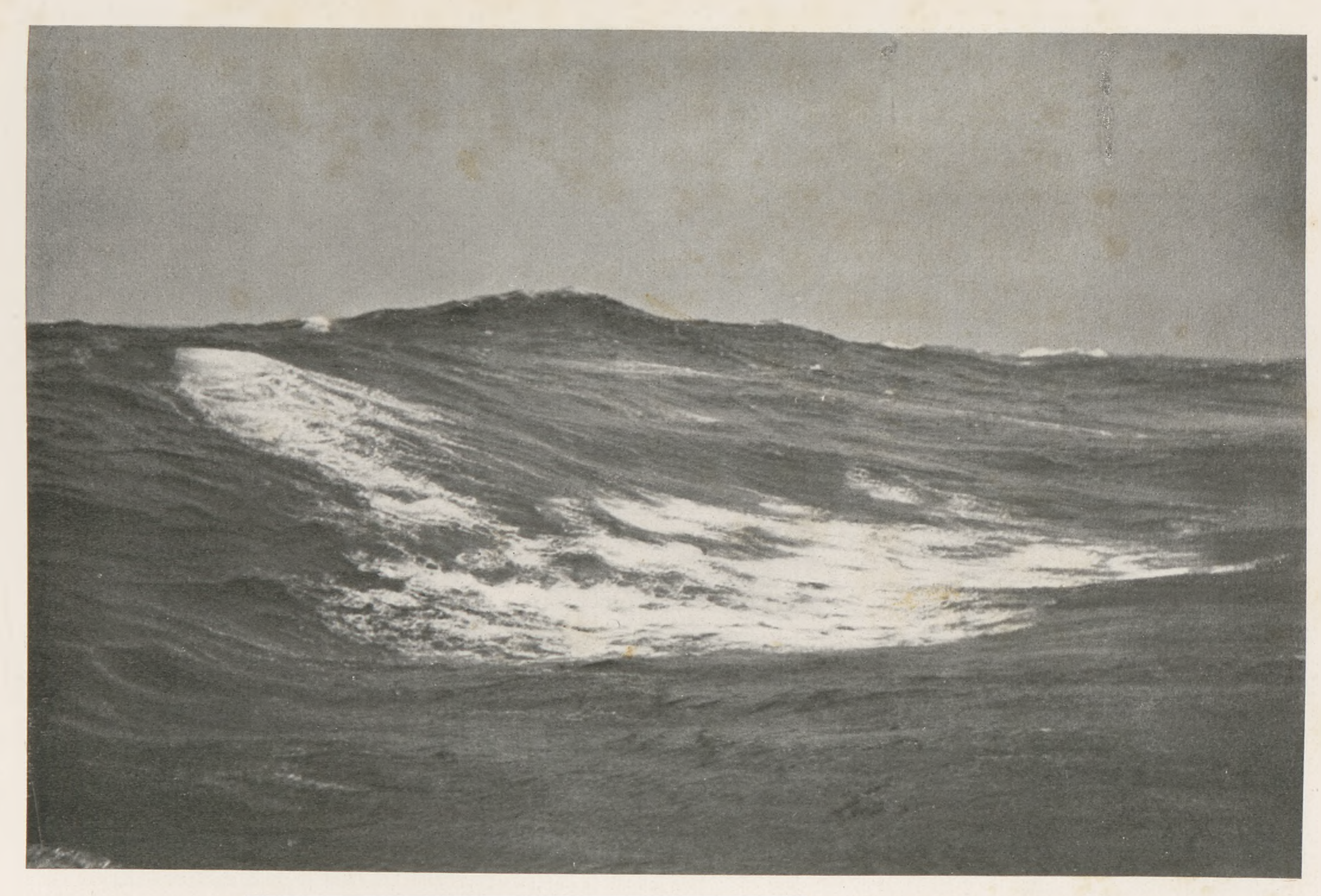


Abb. 49. In schwerem Regensturm — Kap-Horn-Region, S. 9. (Zu S. 37, 138, 142.)

zwar nicht die durchschnittlichen Maximalwerte, sondern jene höchsten Werte, welche als außergewöhnliche Naturereignisse durch Zusammenwirken besonders günstiger Umstände in seltenen Fällen beobachtet worden sind.

Kapitän Percy Howe, S. S. „Owestry Range", auf der Fahrt zwischen dem Kap der guten Hoffnung und Adelaide, berichtet von Sturmwellen, deren Höhe zwischen 45 und 50 Fuß (= 13,5 und 15 m) und deren Länge 750 Fuß (= 225 m) und darüber betrug. Daraus ergibt sich eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen von 18,7 m und eine Orbitalgeschwindigkeit *) der Wasserteilchen von rund 7,8 m pro Sekunde.

Ein ganz ähnliches Ergebnis liefert eine eigene Beobachtung auf Segelschiff „Posen" im südlichen Stillen Ozean am Ende eines langen und schweren Sturmes. Die Wellen erreichten eine Höhe von 14 m bei einer durchschnittlichen größten Länge von 250 m. Dem entspricht eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 19,8 m und eine Orbitalgeschwindigkeit von 7,5 m pro Sekunde. Wir können diese Werte für die Orbitalgeschwindigkeit als ein ungefähres Maximum betrachten, da keine wesentlich höheren Wellen vorkommen dürften. Auch das Verhältnis von Wellenhöhe zu Wellenlänge, 1 : 15 und 1 : 16,4, stellt bei voll entwickeltem Seegang einen außergewöhnlichen Grad von Steilheit dar. Jede Vergrößerung der Wellenlänge, selbst bei gleichbleibender Wellenhöhe, und erst recht eine Verminderung der Wellenhöhe, werden aber eine Verringerung der Orbitalgeschwindigkeit zur Folge haben.

Über die Windstärke, deren summierte Wirkung über der ganzen Länge der Windbahn einen solchen Seegang hervorzurufen imstande ist, können wir natürlich keine absoluten Angaben machen; da es sich aber um außergewöhnliche Maximalgrößen handelt, dürfen wir erfahrungsgemäß auf lang andauernde Einwirkung sehr großer Windstärken schließen.

Es entspricht aber vollständig unserem Zweck, wenn wir nur den zur Zeit der Beobachtung herrschenden Wind betrachten, da es nicht darauf ankommt, das Ergebnis einer mittleren Windwirkung, sondern die Tatsache festzustellen, wieviel von seiner ungefähren höchsten Eigengeschwindigkeit der Wind überhaupt auf das Wasser übertragen kann. Kapitän Howe gibt die Windstärke nicht näher an; er sagt jedoch, daß es die längste und schwerste Sturmperiode gewesen sei, die er je erlebt habe, so daß wir sicher Windstärke 11 annehmen dürfen. In dem von mir mitgeteilten Fall wehte es zur Zeit der Beobachtung orkanartig, volle Windstärke 11. Nach der Tabelle von Curtis ergibt sich dafür eine Windgeschwindigkeit von 28—35 m pro Sekunde.

Vergleichen wir damit die beiden Maximalwerte für die Orbitalgeschwindigkeit von 7,8 und 7,5 m, so folgt daraus, daß der Wind bei voller Entfaltung des Seeganges den vierten Teil seiner Eigengeschwindigkeit dem Wasser mitteilen kann, was demnach als äußerste Grenze der Kraftübertragung gelten darf, über welche hinaus eine weitere Energiezufuhr an die Wasserteilchen nicht eintritt.

Was nun die selbsttätige Fortpflanzung des Energievorrates der Wellen anlangt, die — beim Nachlassen des Windes in Form der Dünung auftretend — auch während des Sturmes vorhanden ist, und auf diese Weise die dauernde Zunahme der Wellenlänge bewirkt (Seite 12 f.), so muß auch dieser Zustand einen Grenzwert erreichen, weil die Wellen, die eine bestimmte Länge und Geschwindigkeit erlangt haben, aus dem Sturmfeld herauslaufen und somit der weiteren Einwirkung des Windes entzogen werden. (Siehe Seite 42.)

Dieses Verhältnis von 1 : 4 paßt übrigens nach meinen Beobachtungen sehr gut auch zu den geringeren Dimensionen des Seeganges, sobald derselbe nur eine

*) Nach der Formel $\frac{v}{c} = 2\pi \frac{H}{L}$.



Abb. 50. Schiff „Posen“ beigedreht in orkanartigem Sturm. (Zu S. 149.)

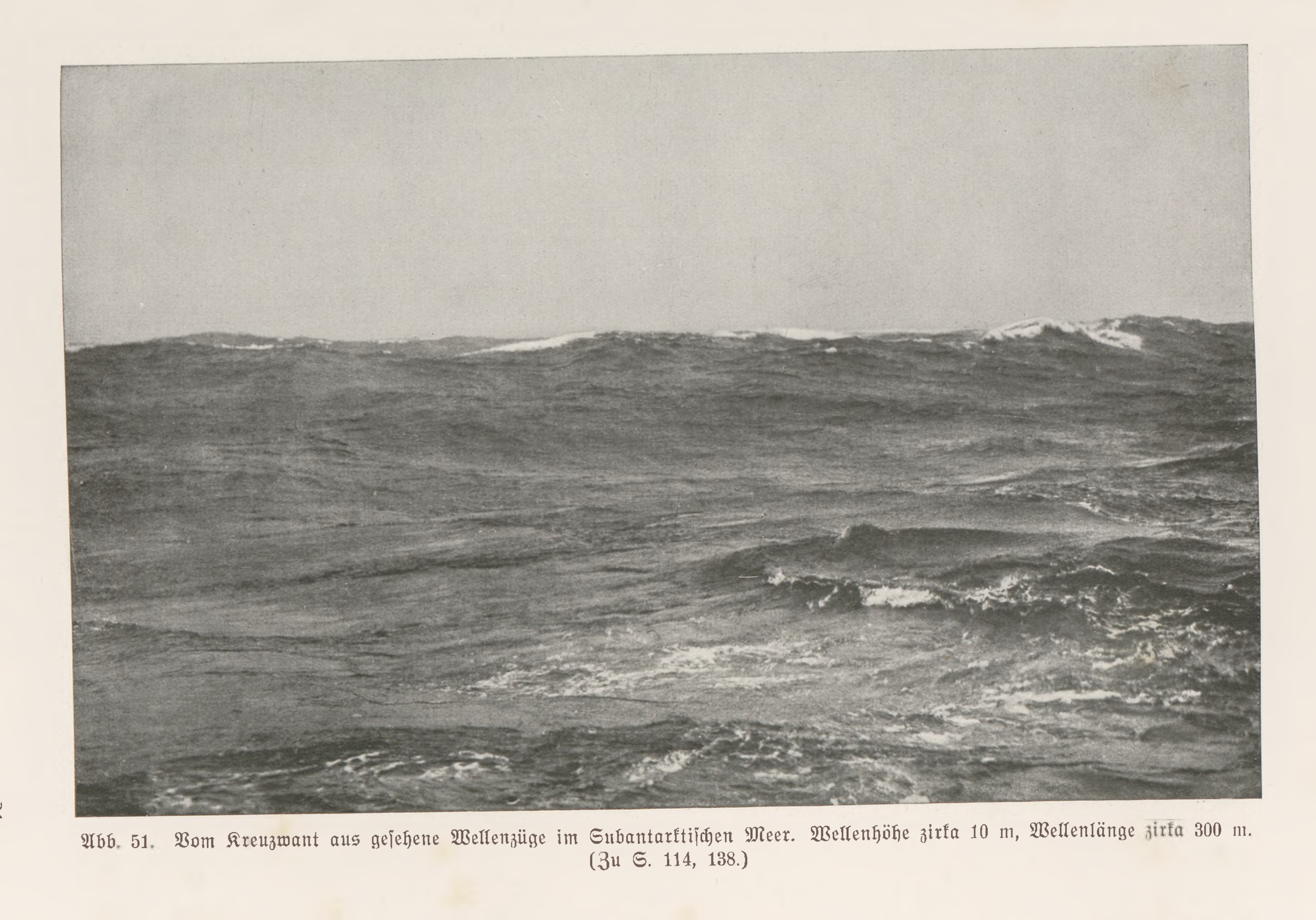


Abb. 51. Vom Kreuzwant aus gesehene Wellenzüge im Subantarktischen Meer. Wellenhöhe zirka 10 m, Wellenlänge zirka 300 m. (Zu S. 114, 138.)

der Windwirkung entsprechende volle Entfaltung angenommen hat. Als Beispiel hierfür eignen sich am besten die Passatwellen, weil wir es hier mit einer sehr gleichmäßigen und andauernden Windwirkung zu tun haben.

Die typischen Wellen im Herzen des Nordostpassates haben bei Windstärke 5 bis 6 (= 9—11 m) eine durchschnittliche Höhe von 2 m bei einer durchschnittlichen Länge von 30—35 m. Solche Wellen haben eine Orbitalgeschwindigkeit von rund 2,5 m pro Sekunde, also wieder ein Viertel der Windgeschwindigkeit. Das Verhalten der Passatwellen liefert die beste Widerlegung der Theorie Krümmels, daß die Wellen auch bei konstantem Winde an Länge und Geschwindigkeit dauernd zunehmen. Trotz der zu gewissen Jahreszeiten oft wochenlang ununter-



Abb. 52. Schiff segelt in vollem Sturm.

brochenen Windwirkung, überschreiten die Wellen nicht eine der jeweiligen Passatstärke entsprechende typische Größe. Freilich muß man gerade in dieser Gegend sehr sorgfältig zwischen Windsee und Dünung unterscheiden; wollte man die durch Interferenzen mit Dünungen entstehenden, aber oft nicht deutlich als solche erkennbaren größeren Wellenlängen zugrunde legen, so würde das Verhältnis von Orbitalgeschwindigkeit zur Windgeschwindigkeit größer werden. So hat z. B. Schott bei mäßigen Winden, Beaufort 5, ein Verhältnis von 1 : 7 erhalten, weil er für den Seegang ein mittleres Verhältnis von Höhe zu Länge wie 1 : 33 angenommen hat. Diese Angaben beziehen sich zwar meines Wissens nicht gerade auf die Passatregion, aber die Beeinflussung des Ergebnisses durch Dünungswellen ist meiner Erfahrung nach durch das Verhältnis von Höhe zu Länge erwiesen.



Abb. 53. Sonnenuntergang vor den Toren der Antarktis.



Abb. 54. Blick vom Achterdeck auf die hohe See. Das Schiff liegt im Wellental auf ebenem Kiel.

Zwischen der Windgeschwindigkeit und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen können natürlich die verschiedensten Beziehungen bestehen, so beispielsweise eine Wellengeschwindigkeit von 11 m pro Sekunde bei einer Windgeschwindigkeit von 25—30 m pro Sekunde (Abb. 14) und anderseits eine Wellengeschwindigkeit von 20 m bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m pro Sekunde (Abb. 67).

Bei der Frage nach der Abhängigkeit der Wellengeschwindigkeit von der Windstärke hat es daher nur einen Sinn, solche Fälle zu betrachten, bei denen ein den jeweiligen Windverhältnissen entsprechend ausgebildeter Seegang vorliegt. Es wird natürlich alles davon abhängen, welche Werte man für die Windgeschwindigkeit annimmt. Krümmel hat, wie schon betont, zu niedere Zahlen dafür angesetzt. Ohne nochmals auf eine Erörterung der durch die Anemometerangaben gewonnenen mittleren Werte einzugehen, soll hier nur betont werden, daß es falsch ist, die Wellengeschwindigkeit mit einer errechneten fiktiven mittleren Windgeschwindigkeit zu vergleichen.

Bei den großen Schwankungen der Windstärke in den Stürmen — z. B. zwischen 16 und 30 m bei Windstärke 10, — wird der Seegang selbstredend eine Geschwindigkeit erreichen können, die größer ist, als die geringen und mittleren Windgeschwindigkeiten in diesen Schwankungen, wodurch natürlich auch die Abgabe der lebendigen Kraft beeinflußt wird.

In den Intervallen schwächerer Luftströmung wird ein Teil der lebendigen Kraft der Wellen verbraucht, ohne erneuert zu werden, wenn die Schwingung der Wasserteilchen derartige sind, daß sie dem schwächeren Luftstrom gegenüber sich schon als freie Wellen verhalten. Erst der darauffolgende stärkere Luftstrom wird eine im Verhältnis zur Orbital- und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen genügend große Eigengeschwindigkeit haben, um diesen neue Kraftimpulse zuzuführen.

Man darf daher in einem bestimmten Stadium der Wellenentwicklung ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit nur mit der höchsten gerade herrschenden Windgeschwindigkeit vergleichen, und diese wird dann stets größer sein, als die Geschwindigkeit der Wellen.



Abb. 55. Voll ausgebildeter Seegang, Kap Horn-Region, W. 11.



Abb. 56. Schwere See schlägt über das Deck, W. 10—11. (Zu S. 149.)

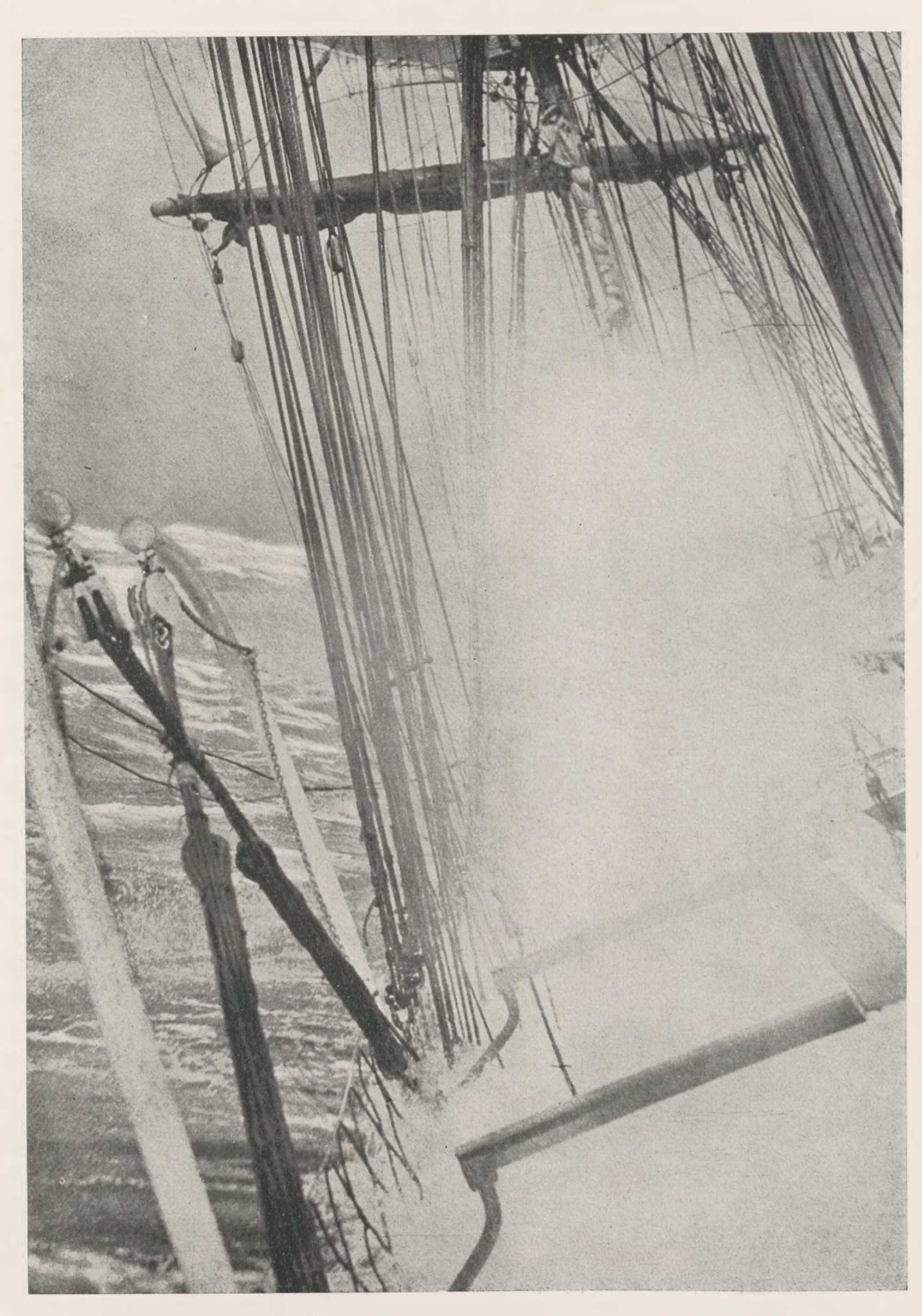


Abb. 57. Schiff „Posen“ in vollem Orkan. (Zu S. 150.)

Zweiter Teil.

1. Die Entstehung der großen Windsysteme der Erde.

Die Lufthülle der Erde befindet sich in ständiger Bewegung. Die Bestrahlung der Erde durch die Sonne und die Temperaturunterschiede zwischen verschiedenen Teilen der Atmosphäre bilden die Energiequellen der großen Luftströmungen. In der Gegend des Äquators findet durch die beständige hochgradige Erwärmung eine Auflockerung der ganzen Luftmasse statt. Die Flächen gleichen Druckes der Luftsäule rücken in die Höhe und es entsteht eine Abdachung der Luftmassen vom Äquator nach den Polen zu, mithin eine Gleichgewichtsstörung in der Höhe, die in den oberen Luftschichten eine dementsprechende Luftströmung bewirkt. Dadurch wird Luft vom Äquator weggeführt und der Luftdruck sinkt hier, während er an den Stellen, wo die Luft in der Höhe angehäuft wird, steigen muß. Nun wird aber dort eine Gleichgewichtsstörung in den unteren Schichten der Atmosphäre hervorgerufen, die als Ausgleich ein Rückströmen der Luft veranlaßt. Auf der ruhenden Erde würden zwei Meridionalströme sich ausbilden, in der Höhe ein Südwind vom Äquator nach dem Pole, an der Oberfläche ein Nordwind vom Pole zum Äquator für die nördliche Halbkugel und die entsprechenden Winde mit umgekehrten Vorzeichen für die südliche Halbkugel.

Die ablenkende Wirkung der Erdrotation, das Zusammenwirken einer dynamischen Kraft mit den thermischen Einflüssen läßt ein ganz anderes kompliziertes Bild entstehen, das wir hier nur kurz berühren können.

Durch die Erdrotation erhält die bewegte Luft in den höheren Breiten eine westöstliche Komponente. In ungefähr 30—35 Grad Breite tritt beiderseits des Äquators eine Stauung, also eine Anhäufung der Luft ein, die sogenannte subtropische Hochdruckzone. Von dort aus fließt die Luft an der Erdoberfläche wieder dem Äquator zu, auf der nördlichen Halbkugel als Nordost-, auf der südlichen Halbkugel als Südostwind. Diese jahraus, jahrein mit großer Beständigkeit wehenden Winde führen den Namen Passatwinde. Zwischen beiden schiebt sich der Gürtel der äquatorialen Kalmen ein, eben die Zone des aufsteigenden heißen Luftstromes.

Polwärts von den subtropischen Hochdruckzonen erlangt die Ablenkungskomponente noch größere Wirksamkeit, so daß hier ein westöstlich gerichtete Wirbelbewegung der Luft sich entfalten kann. Diese wirkt gewissermaßen wie ein atmosphärischer Trichter, in welchem der Luftdruck ein Minimum erreicht — die subpolare Depressionszone, die aber in den beiden Hemisphären Verschiedenheiten aufweist. Die beiden großen Luftströmungen, Passate und Westwinde, kann man auch als planetarische Winde bezeichnen.

Die zusammenhängende Wassermasse des Weltmeeres wird durch die darin eingebetteten Kontinente und Inseln in Räume verschiedenster Ausdehnung und Umgrenzung gegliedert, in die Ozeane, Nebenmeere, Binnenmeere und inselabgeschlossene Meere. Durch die ungleiche Erwärmung von Wasser und Land entsteht dann ein zweites unregelmäßiges Windsystem, das in Form von Monsunen und Küstenwinden auftritt.

So hat jede Meeresgegend ihre besonderen Wind- und Wetterverhältnisse und im Zusammenhang damit spezielle Charakteristiken ihrer wellenbewegten Oberfläche. Dazu kommen an manchen Stellen die Einwirkungen der verschiedenen

Meeresströmungen, sowie der Einfluß wechselnder Tiefe, sei es durch die landfernen submarinen Erhebungen der großen Bänke oder durch die wechselnde Ausdehnung der ins Meer hinausreichenden Kontinentalsockel.

2. Der Nordatlantische Ozean.

Bemerkenswert für den Nordatlantischen Ozean ist der große Unterschied zwischen der Sturmhäufigkeit in den Wintermonaten und der verhältnismäßigen Ruhe des Sommers. Dieser Unterschied ist hier viel größer als in irgendeinem anderen Meere.

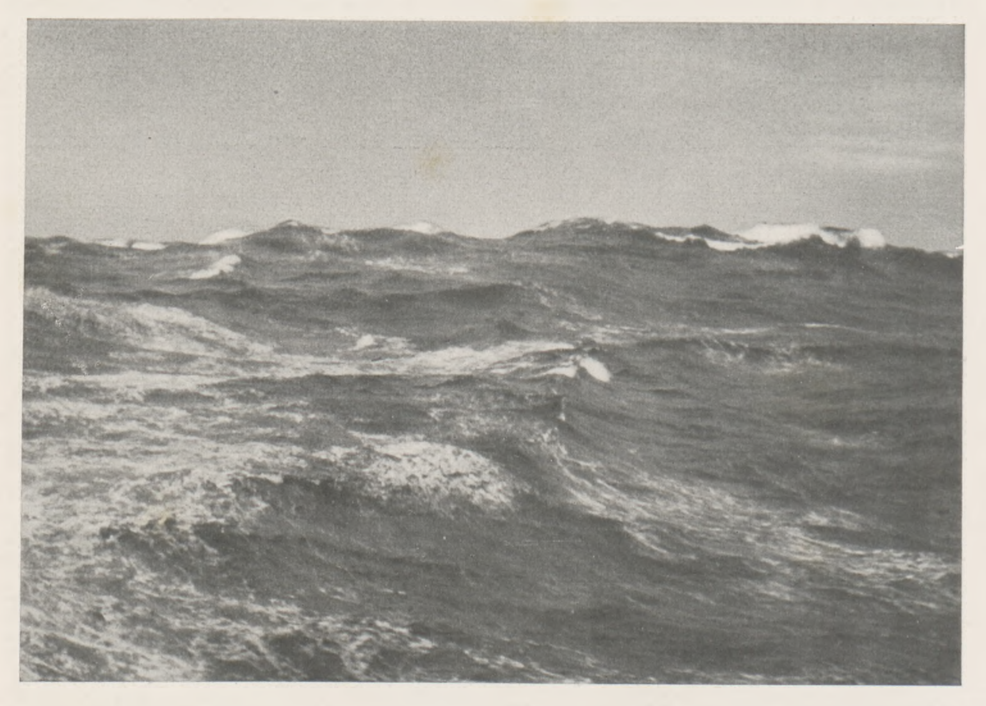


Abb. 58. Steiler Seegang, Agulhas-Bank, S. 7, W. 8—9. (Zu S. 140.)

Während der Wintermonate ist der Nordatlantische Ozean vom Wendekreis bis hinauf nach dem hohen Norden der Schauplatz häufiger und heftiger Stürme. Man kann das Gebiet in drei Abschnitte einteilen. Auf der östlichen Seite des Ozeans bis nach 35 Grad Nordbreite kommen die wenigsten Stürme vor; dafür haben sie häufig einen wirbelartigen Charakter und sind manchmal von furchtbarer Gewalt. In einem solchen Orkan ging im März 1895 der spanische Panzerkreuzer „Reina Regente“ auf der Fahrt von Tanger nach Cadiz unter.

Auf der Westseite des Ozeans bis nach 40 Grad Nordbreite liegen die Bahnen der über dem Golfstrom entstehenden häufigen schweren Stürme, die sich öfter weit nach Nordosten fortpflanzen. Ferner reichen die Fortsetzungen der westindischen tropischen Orkane bis in diese Zone hinauf.

Das sturmreichste Gebiet aber ist das Gebiet nördlich von 40 Grad Nordbreite in der ganzen Ausdehnung des Ozeans. Eigentümlich für diese Gegend sind die fortwährenden großen Schwankungen des Barometers, das entschiedene Vor-



Abb. 59. Südlich vom Kap der Guten Hoffnung, S. 9, W. 10. (Zu S. 140.)

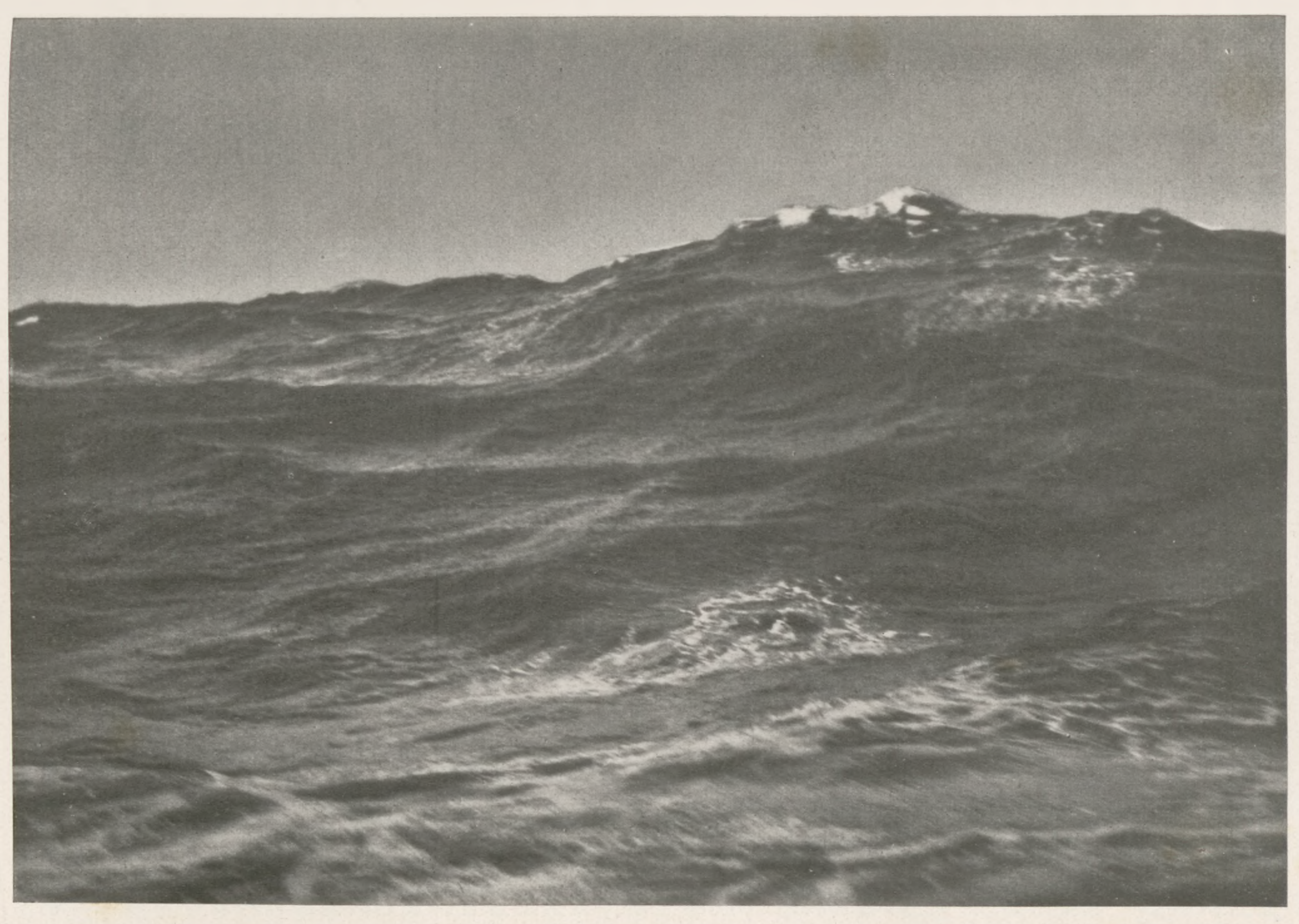


Abb. 60. Im südlichen Indischen Ozean, Gegend der Kerguelen-Inseln. Wellenhöhe zirka 12 m, W. 10 bei schwerem Regen. (Zu S. 37, 140.)

herrschen nördlicher Gradienten und somit westlicher Winde und die überwiegende Fortpflanzung aller Depressionen von West nach Ost mit durchschnittlich großer Geschwindigkeit.

Die Hauptzugstraßen der Minima liegen zwischen 40 und 55 Grad Nordbreite. Ein Teil der Wirbel stammt aus Nordamerika, ein Teil bildet sich auf dem Ozean selbst durch Teilung schon bestehender Depressionen, die sogenannten Teilminima, ein anderer endlich gelangt aus den südlicher gelegenen Teilen des Ozeans hinauf in höhere Breiten, dabei ungefähr dem Laufe des Golfstroms folgend.

Nur ungefähr die Hälfte dieser Wirbel erreicht Europa. Einerseits biegt ein großer Teil der Depressionen noch vor Erreichen des 30. Längengrades nach Nordost ab, anderseits zeigt sich bei den Wirbeln, welche den 30. Längengrad überschritten haben, die Neigung, alle möglichen anderen Richtungen einzuschlagen. Von dieser Eigentümlichkeit wird darum hauptsächlich die europäische Seite des Ozeans betroffen, so daß hier die Sturmhäufigkeit allgemein geringer ist.

Noch ein anderer Umstand tritt hier hinzu. Die Wirbel, die hintereinander folgend, den Ozean durchwandern, haben meist kleinere mit ihnen fortschreitende Maxima zwischen sich. Diese Gebiete hohen Druckes zeigen gerade auf der europäischen Seite gewöhnlich eine größere Ausdehnung und langsamere Fortbewegung als auf der amerikanischen. Dadurch werden aber im mittleren und westlichen Teil des Ozeans die Depressionen eine stärkere Ausdehnung erfahren, als im östlichen.

Die Ausdehnung der atlantischen Luftwirbel ist von sehr verschiedener Größe; einige können die ganze Breite des Ozeans einnehmen, andere haben nur einen geringen Umfang.

Form und Verhalten der barometrischen Depressionen verleihen dem Seegang des Nordatlantischen Ozeans sein charakteristisches Gepräge.

Die in den einzelnen Quadranten der Depression aus verschiedenen Richtungen wehenden Winde erzeugen jeder einen anders gerichteten Seegang, der sich in das nachbarliche Windgebiet fortpflanzt und dort zu mannigfachen Übereinanderlagerungen und Kreuzungen der Wellen Anlaß gibt. In der Tat treffen wir in diesen Meeresgegenden nur selten einen wohl ausgeprägten einheitlichen Seegang an. Cornish berichtet, daß er, im Laufe von elf Reisen über den Nordatlantischen Ozean, nur ein einziges Mal einen ganz regelmäßigen, aus einer Richtung kommenden Seegang beobachtet habe; ich selbst habe regelmäßigen Seegang dort öfter getroffen, in den meisten Fällen aber liefen die Wellen, aus zwei oder auch mehr Richtungen kommend durcheinander, wobei allerdings für gewöhnlich ein bestimmtes System immer das vorherrschende zu sein schien. Je enger umgrenzt das Sturmfeld ist, desto stärker wird an bestimmten Punkten die Kreuzsee auftreten. Die Oberfläche des Meeres bietet dann ein Bild unregelmäßiger, hin- und herwogender Formen, wobei in den einzelnen zusammengesetzten Wellenformen die Wasserteilchen sehr komplizierte Orbitalbahnen beschreiben (Abb. 17, 19).

Der Vorgang ist dabei folgender: Treffen zwei Wellensysteme unter einem beliebigen Winkel aufeinander, so versetzt jedes für sich die Wasserteilchen in Bewegung, genau als ob das andere System nicht vorhanden wäre. Während aber die eine Bewegungsform durch die andere hindurchzulaufen scheint, wird die neu entstehende Form der Oberfläche das Resultat der Schwingungen aus den beiden Bewegungen sein.

Treffen zwei Wellentäler zusammen, so werden im Wellental A die Schwingungen des anderen Wellentales A′ die Wasserteilchen noch weiter nach unten ziehen. Im Wellenberg B werden die Schwingungen des darüber hinweggleitenten neuen Wellenberges B′, die Wasserteilchen genau so weit noch emportreiben, als der Schwingungsamplitude des Wellenprofiles B′ entspricht. Das Resultat

ist im Falle A ein besonders tiefes Wellental, im Falle B ein besonders hoher Wellenberg.

Je nachdem nun die einzelnen Phasen der Wellenzüge aufeinandertreffen, ergeben sich eine Unzahl Kombinationen, die der Meeresoberfläche die verschiedensten Formen verleihen. Trifft ein Wellenberg mit einem andern Wellental zusammen, so wird an dieser Stelle keine Bewegung stattfinden. Denn die im Wellental A nach abwärts sich bewegenden Wasserteilchen werden durch die aufwärts gerichtete Bewegung des Wellenberges B wieder in die Höhe gehoben. Eine ganz ebene Wasserfläche könnte natürlich nur dann entstehen, wenn, abgesehen vom völlig richtigen zeitlichen Zusammentreffen der beiden Phasen, die Schwingungsamplituden der beiden Bewegungen genau die gleiche entgegengesetzte Größe hätten.

Der Anblick, den eine durcheinanderlaufende See bietet, ist oft ganz eigentümlich (Abb. 23). Man beobachtet den Hauptwellenzug, wie er aus Westen anrückt, der hohe Wellenberg ist scharf und deutlich von seinem tiefen Tal abgegrenzt. Plötzlich wird dieser unmittelbar vor dem Beobachter liegende Abgrund des Wellentales von seitwärts her durch eine mächtige wogende Wassermasse ausgefüllt. Die Profillinie von Tal zu Berg der Hauptwelle hat sich in einen einzigen gewaltigen Wellenberg verwandelt, auf dessen Rücken das Schiff sich plötzlich befindet (Abb. 22).

Ich habe die gewaltigsten durcheinanderlaufenden Seen in der Gegend um den Golf von Biscaya angetroffen. Dies erscheint insofern auch erklärlich, als gerade in dieser Gegend öfter Stürme aus nördlicher oder südlicher Richtung wehen, während häufig gleichzeitig hohe westliche Dünungen vorhanden sind.

Die häufigsten und schwersten Stürme finden sich auf der Mitte des Ozeans. Bedeutsam ist das Gebiet, das ungefähr zwischen 30 und 50 Grad Westlänge und 38 und 50 Grad Nordbreite liegt. Hier passieren die meisten aus den verschiedenen Richtungen kommenden Sturmfelder. Wie schon erwähnt, biegen viele von ihnen, ehe sie den 30. Grad Westlänge überschreiten, nach Nordosten ab. Längs einer in den angegebenen Grenzen von Südwest und West gegen Island und das nördliche Norwegen sich erstreckenden krummen Linie liegen demnach die Hauptzugstraßen der großen barometrischen Depression. In diesem Gebiet werden wir den höchsten Seegang des Nordatlantischen Ozeans antreffen.

Über den Einfluß, den die Ausdehnung des Sturmfeldes und die Richtung und Geschwindigkeit seines Fortschreitens allgemein auf die Entwicklung der Sturmwellen hat, wurde schon gesprochen (Abb. 37 f.).

Wenn wir nun die größten, im Nordatlantischen Ozean beobachteten Wellendimensionen betrachten, so ist es von Interesse, eine gewisse Beziehung zwischen diesen Wellen und der dabei wirksamen Länge der Windbahn herzustellen. Seltsamerweise verfügen wir gerade auf diesem soviel befahrenen Meere nur über eine sehr geringe Anzahl zuverlässiger Wellenbeobachtungen. Der moderne Schnelldampferdienst scheint keine Muße für Naturbeobachtungen erübrigen zu können.

Die größten, von mir beobachteten Wellen, die ich südöstlich von der Neufundlandbank antraf, hatten eine Höhe von 10 bis 11 m und eine Länge von ca. 130 m (Abb. 27). Cornish hat auf der Fahrt zwischen Liverpool und Boston einmal Wellen von 43 Fuß = 12,9 m Höhe angetroffen. Er bemerkt dazu, daß sie die höchsten Wellen gewesen seien, die er jemals in einem Sturme erlebt hatte. Für den Nordatlantischen Ozean dürfte diese Höhe wohl eine ganz außergewöhnliche sein. Erstaunlich ist die auffallend geringe Wellenlänge, die Cornish gleichzeitig angibt. Diese betrug nur rund 350 Fuß = 105 m. Der Seegang muß also außerordentlich steil gewesen sein. Die von ihm bei einer anderen Gelegenheit gemessene größte Wellenlänge überhaupt betrug 400 Fuß = 120 m.

Cornish hat nun sehr interessante Untersuchungen über die Beziehungen der nordatlantischen Wellen zu der wirksamen Länge der Windbahn angestellt, die

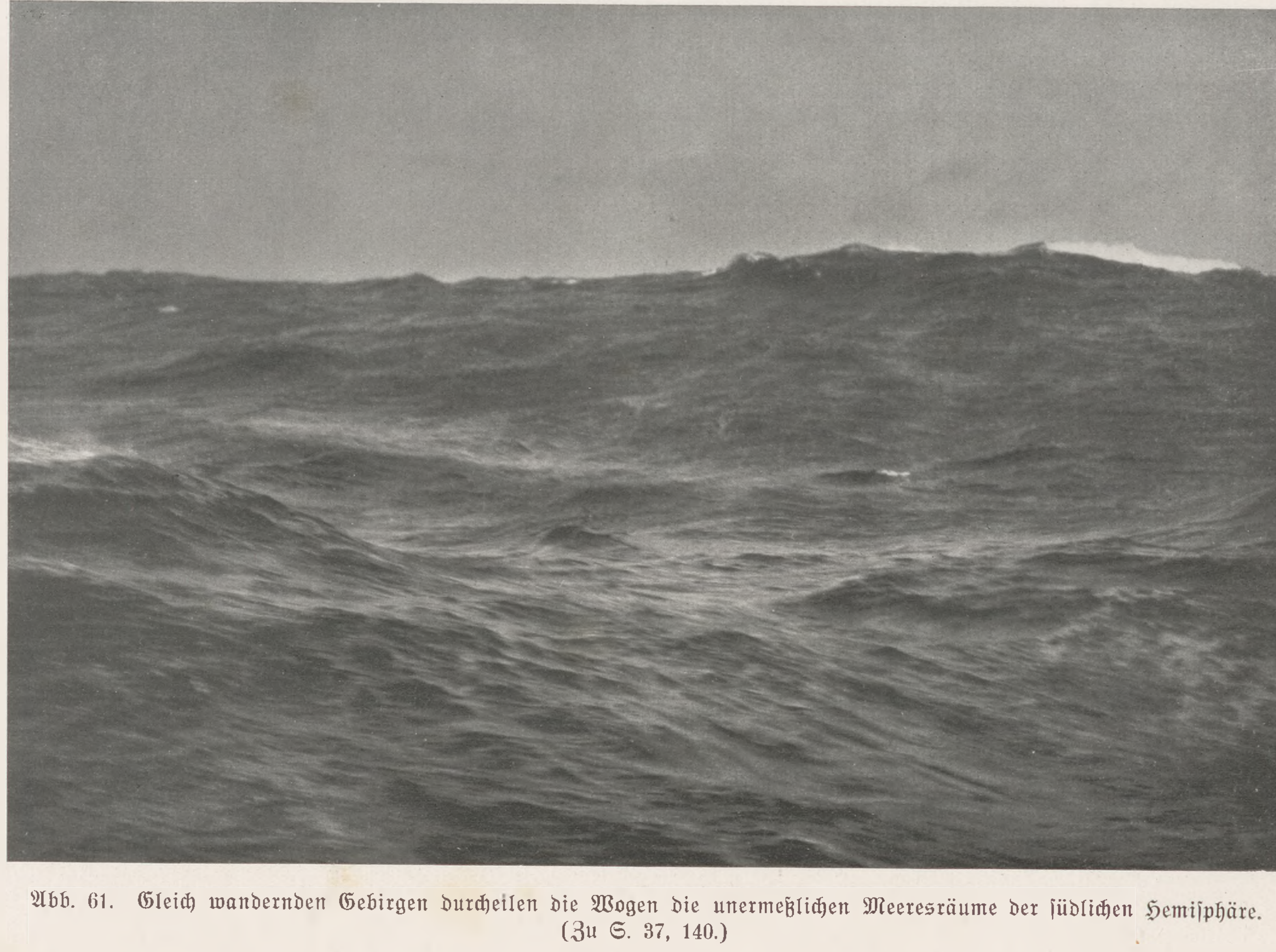


Abb. 61. Gleich wandernden Gebirgen durcheilen die Wogen die unermeßlichen Meeresräume der südlichen Hemisphäre. (Zu S. 37, 140.)



Abb. 62. Riesenwellen des Subantarktischen Meeres.



Abb. 63. Schwere Dünung unter Einwirkung eines neu aufkommenden Sturmes. Südl. Stiller Ozean. (Zu S. 142, 145.)

wir hier kurz mitteilen wollen. Die bekannte, ganz ungewöhnliche Sturmperiode des Dezember und Januar 1898—99, die wochenlang hindurch auf dem ganzen Gebiet zwischen Europa und Amerika eine fortwährende Reihe der schwersten Stürme brachte, ist auf Grund der verschiedenen Schiffsjournale vom britischen Meteorologischen Council zum Gegenstand eingehender Untersuchungen gemacht worden, die in zahlreichen synoptischen Wetterkarten niedergelegt sind. Diese Wetterkarten legt Cornish seinen Betrachtungen zugrunde. Er nimmt außerdem die von ihm beobachteten Wellenlängen von 105 und 120 m als die größten, in dieser Gegend bei Sturm vorkommenden Längen an, denen eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von rund 24 Seemeilen pro Stunde entspricht.

Sein Gedankengang ist nun folgender: Aus der Wetterkarte für den 1. Januar 1899 ist zu ersehen, daß zwischen den Positionen 49 Grad Nordbreite und 40 Grad Westlänge und 49 Grad Nordbreite und 60 Grad Westlänge, also über eine Strecke von ca. 1300 Seemeilen, der Wind in Stärke 8 und darüber, also an keinem Punkte weniger als stürmisch, wehte. Damit aber die Wellen am Lee-Ende der Sturmbahn verstärkt würden durch jene am Anfang derselben, muß die Zeit in Betracht gezogen werden, welche die Wellen brauchen, um das betreffende Meeresgebiet zu durchwandern. Nehmen wir nun die oben genannte Geschwindigkeit von 24 Seemeilen als Höchstmaß an, so würden selbst solche Wellen nur 576 Seemeilen in 24 Stunden zurücklegen. Wenn wir aber die Wetterkarten vom Tag zuvor, dem 31. Dezember 1898, und vom Tag darauf, dem 2. Januar 1899, betrachten, so sehen wir, daß an keinem dieser beiden Tage ein ebenso langer Abschnitt der Meeresfläche unter der Einwirkung eines Westwindes von Stärke 8 gestanden hat, als dies am 1. Januar der Fall war. Aus diesem Grunde ist die scheinbare ganze Länge der Windbahn an diesem Tage (dem 1. Januar) nicht wirksam geworden. Ein Vergleich der beiden Karten vom 31. Dezember und 1. Januar zeigt aber, daß während eines Zeitraumes von 24 Stunden der Wind in Stärke 8 und darüber eine effektive Länge von 550 Seemeilen bestrichen hat, so daß man die am Ende dieser Zeit auftretenden Wellen von 24 Seemeilen Geschwindigkeit als das Resultat der wirksamen Länge der Windbahn bezeichnen kann. Am 10. Januar 1899 wehte der Wind in Stärke 8 auf dem Gebiet zwischen 47 Grad Nordbreite, 46 Grad Westlänge und 48 Grad Nordbreite, 32 Grad Westlänge, also über eine Distanz von 600 Seemeilen; tags zuvor Wind aus gleicher Richtung über den gleichen Seeraum in Stärke 9 bis 12. Wir können demnach annehmen, daß während 24 Stunden der Wind aus gleicher Richtung in wechselnder Stärke von Stürmisch bis zum Orkan gleichzeitig und dauernd die Wellen über eine Strecke von 600 Seemeilen beeinflußte. Am Ende dieser Zeit war also die wirksame Länge der Windbahn für alle Wellen von größerer Geschwindigkeit als 24 Seemeilen pro Stunde die Länge von 600 Seemeilen.

Es ist mir nicht bekannt, wie sich die an den betreffenden Tagen beobachteten Wellen tatsächlich zu diesen Ergebnissen verhielten. Cornish macht dann noch die interessante Feststellung, daß er während der ganzen neunwöchigen Sturmperiode, welche die fraglichen Wetterkarten umfassen, keine größeren wirksamen Längen der Windbahnen als 600 bis 700 Seemeilen errechnen konnte, und meint, daraus schließen zu dürfen, daß dies überhaupt die Grenze der wirksamen Länge für den Nordatlantischen Ozean darstelle. Tatsächlich stehen selbst die größten Sturmwellen des Nordatlantischen Ozeans hinter den Wellen der südlichen Meere zurück. Der Unterschied liegt vor allem in der geringeren Länge und kürzeren seitlichen Ausbildung der Wellenkämme, während die Differenz in der Höhe nicht immer so auffallend erscheint. Die Sturmwellen des Nordatlantischen Ozeans sind häufig von großer Steilheit.

Sicher ist, daß diese Verhältnisse auf Form und Verhalten der nordatlantischen Depressionen zurückzuführen sind. Innerhalb dieser ist der Bereich des Windes aus einer Richtung meist nicht sehr ausgedehnt, es treten häufige und rasche

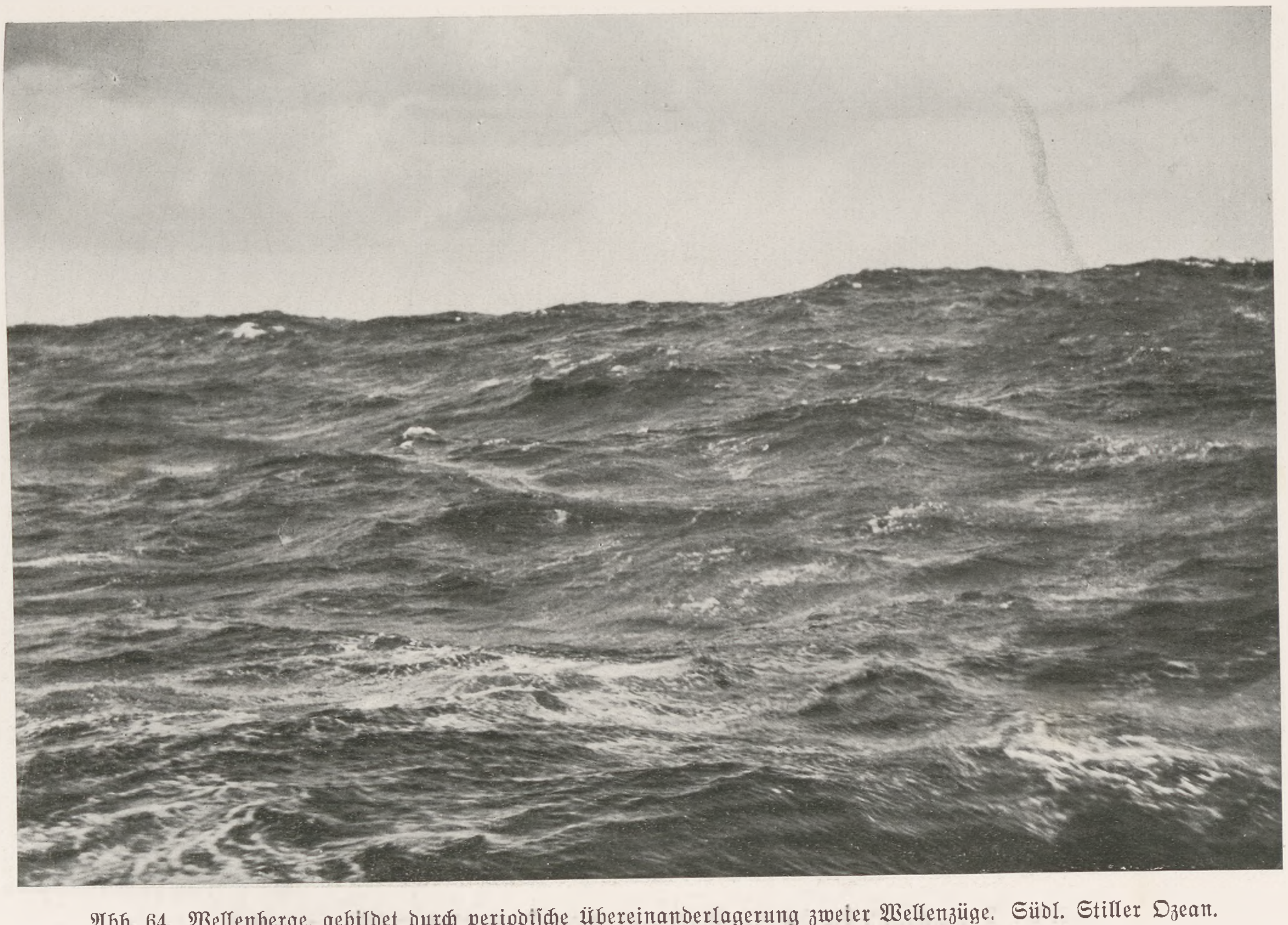


Abb. 64. Wellenberge, gebildet durch periodische Übereinanderlagerung zweier Wellenzüge. Südl. Stiller Ozean.
(Zu S. 142, 145.)



Abb. 65. Sturmwellen, die bei plötzlichem Nachlassen des Windes in Dünung übergehen.

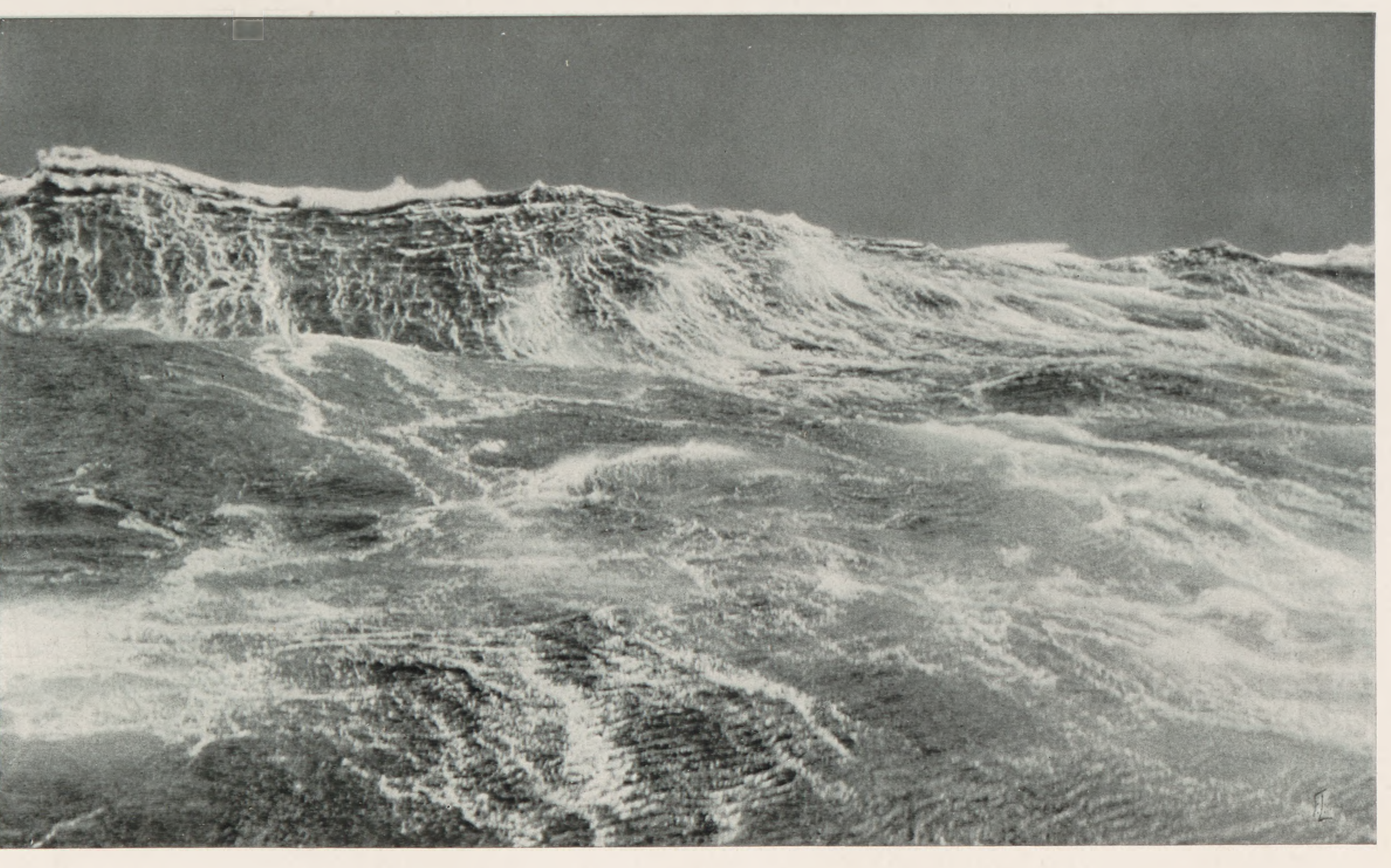


Abb. 66. In vollem Orkan südlich von Kap Horn.



Abb. 67. Gewaltige Dünung im südlichen Stillen Ozean, W. 6. (Zu S. 64, 142.)

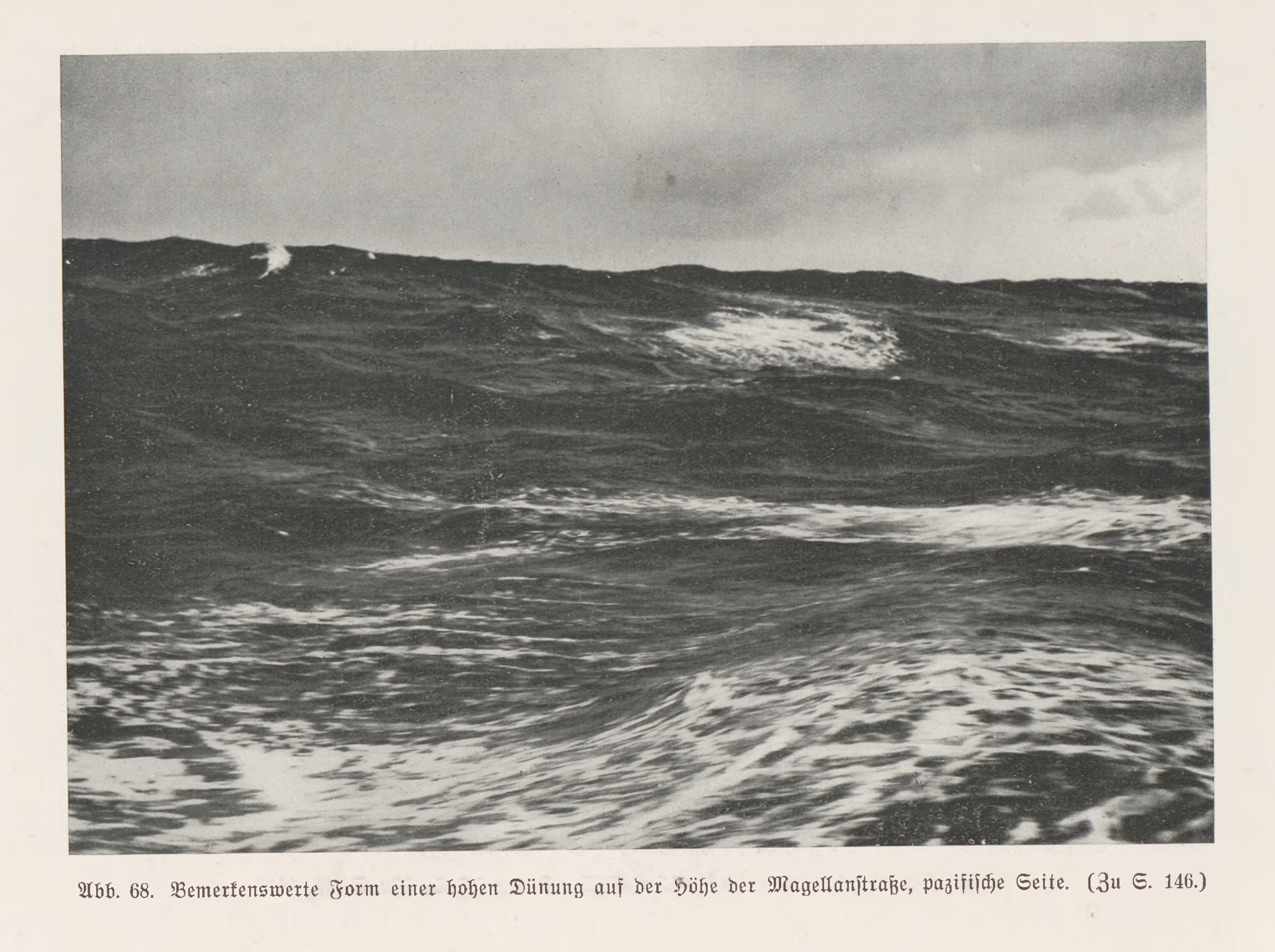


Abb. 68. Bemerkenswerte Form einer hohen Dünung auf der Höhe der Magellanstraße, pazifische Seite. (Zu S. 146.)

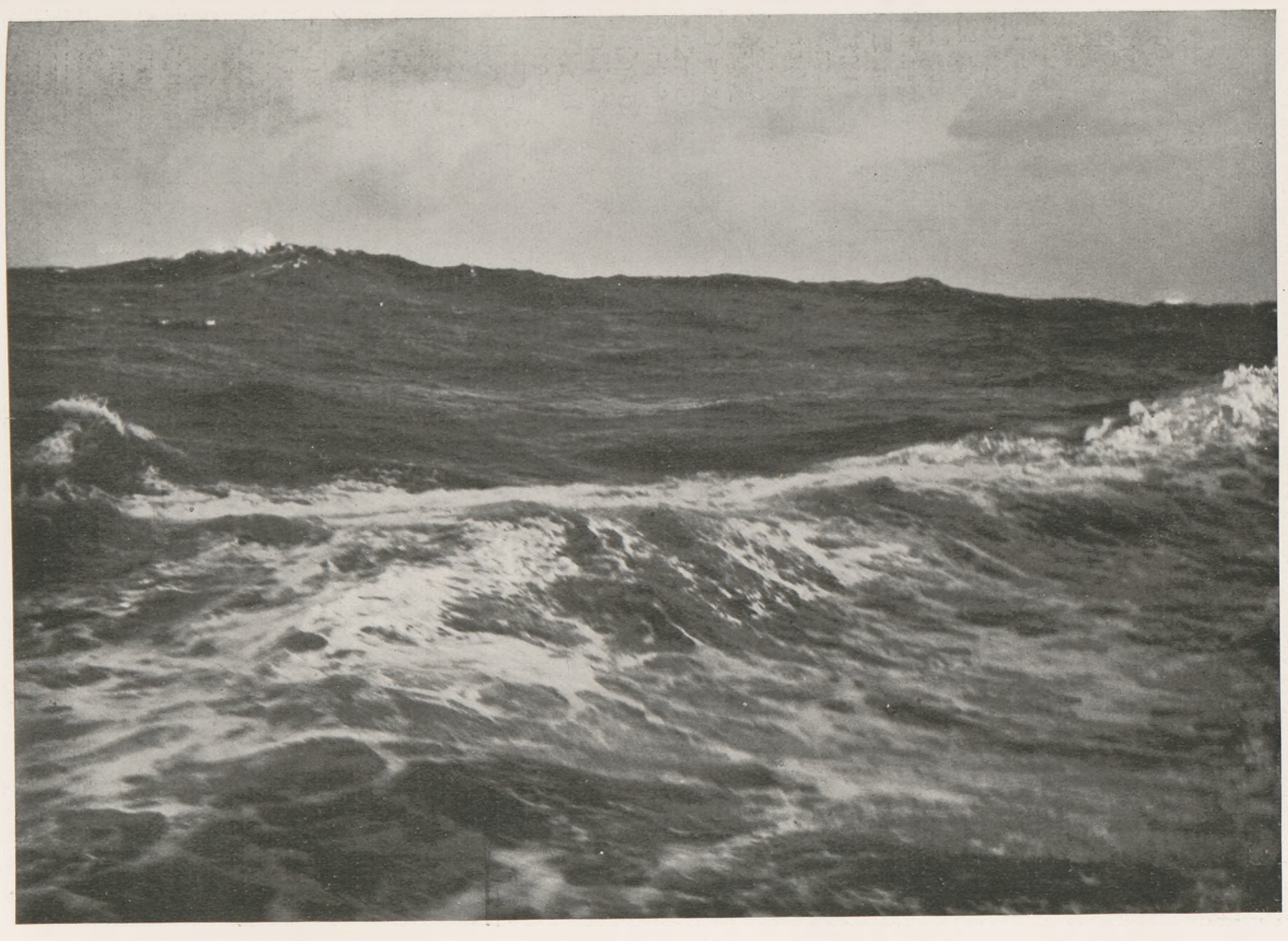


Abb. 69. Lange Dünung mit aufgelagerter Windsee auf der Höhe von Kap Leeuwin, südwestliches Australien.
(Zu S. 11, 146.)

Schwankungen der Windstärke und Änderungen der Windrichtung auf, und endlich scheint auch die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der ganzen Depression in vielen Fällen der vollen Entwicklung der Wellen nicht günstig zu sein. Die durchschnittliche Geschwindigkeit der Luftwirbel auf ihrer Bahn beträgt auf der Mitte des Ozeans ungefähr 15 Seemeilen in der Stunde, so daß Wellen von 120 m Länge und einer Geschwindigkeit von 24 Seemeilen pro Stunde unter Umständen sehr schnell aus dem Windbereich herauslaufen werden. Es kommen aber auch ungeheure Geschwindigkeiten bei den Depressionen vor; es sind Fälle bekannt, wo Minima den Atlantischen Ozean in etwas über zwei Tagen überschritten haben.

Wenn man in den Wintermonaten auf kleineren Frachtdampfern über den Ozean fährt, wie ich es zu Studienzwecken verschiedentlich gemacht habe, kann man eine Fülle lehrreicher und wunderbarer Dinge erleben. In der von Seeleuten und Reisenden gefürchteten Gegend von 45 Grad Nord und 45 Grad West habe ich einmal mitten auf der großen Zugstraße der Minima mehrere Tage hindurch in einer Reihe aufeinanderfolgender Stürme beigedreht gelegen. Die kleineren und schwächeren Dampfer sind häufig nicht mehr imstande, gegen Wind und Seegang anzukämpfen. Bei still liegendem Schiffe erlebt man dann den ganzen Ablauf der Erscheinungen, die den Vorübergang des Sturmfeldes begleiten.

Der erste der Stürme, die damals über uns hinweggingen, war der schwerste. Ich möchte die damit verknüpften Beobachtungen und Eindrücke an der Hand meiner Tagebuch-Aufzeichnungen kurz schildern.

Der Sturm begann in den Nachmittagsstunden des 17. Januar 1910 aus Süd-Südwest bei rasch fallendem Barometer und erreichte in kurzer Zeit die Stärke 10. Auch der Seegang, der vorher ganz schlicht gewesen war, wuchs mit unheimlicher Schnelligkeit; noch vor Eintritt der Dunkelheit liefen lange Wellen, so daß wir schon kaum mehr Fortgang erzielen konnten. Man wird bei den Depressionen, denen man in dieser Gegend des Ozeans begegnet, meistens finden, daß Wind und hohe See gleichzeitig eintreffen; wenn das Sturmfeld bereits größere Meeresräume überschritten hat, so führt es einen schon entwickelten Seegang mit sich fort.

Im Laufe der Nacht ging der Wind nach West-Südwest und weiter bis West, wobei die Windstärke auf 8 bis 9 sank. Um 8 Uhr morgens erreichte das Barometer mit 724 mm seinen tiefsten Stand. Die Änderung des Windes stand also unmittelbar bevor. Schon vorher kündigte eine schnell zunehmende nordwestliche Dünung das Heranrücken des anderen Windviertels an. Bisher war der Himmel in ein dichtes, einförmig graues Regengewölk gehüllt gewesen; nun erschienen am nördlichen Himmel schwere, wild aussehende Sturmwolken, der Regen hörte auf, und es wurde plötzlich kälter — wir waren auf der polaren Seite des Sturmfeldes.

Dann brach der Wind aus Nordwest ein. Der alte Seegang lief noch einige Zeit; die beiden sich bekämpfenden Wellenrichtungen verursachten anfangs ein wildwogendes Durcheinander, in welchem das Schiff rücksichtslos umhergeworfen wurde. Mit zunehmender Entfernung vom Minimum nahm jedoch die südwestliche See rasch ab, und bald gewann der neue Seegang die Herrschaft.

Von der Brücke des schwer arbeitenden Schiffes bot sich ein wundervolles Schauspiel. Unter den schwarzen fliegenden Wolkenmassen jagte der Sturm mit orkanmäßiger Gewalt die Wogen in langen Zügen vor sich her. Von den finsteren, in schwärzlich grünen Farben schillernden Wasserbergen hoben sich die weißen Schaumflächen in seltsam leuchtenden Tönen ab und verliehen dem düsteren Bilde einen Ausdruck unheimlicher, wilder Pracht (Abb. 10). Mancher schaumgekrönten mächtigen Woge bin ich mit dem Auge gefolgt, wie sie aus der nebel-



Abb. 70. Wogengiganten.



Abb. 71. Brandung über den Riffen und Klippen in der Umgebung des Bishop-Leuchtturmes (vom Boot aus aufgenommen). (Zu S. 154.)

grauen Ferne dahereilte, höher und höher sich auftürmte, dann das Schiff in die brausenden Lüfte hob und in wilder Flucht von dannen eilte.

Auch der Forscher steht hier einer überaus wechselvollen Erscheinung gegenüber. Der Seegang kam im Verlauf dieses Sturmes ziemlich gleichmäßig nur aus einer Richtung; und trotzdem, welche Mannigfaltigkeit der Gestaltung und Bewegung sieht der Blick vor sich!

Eine Reihe hoher Wellen kommen hintereinander angerückt und doch ist keine wie die andere. Die erste, niedrigere, hat auf der Kammlinie eine Reihe unregelmäßiger Spitzen und Zacken wie der Rücken eines gigantischen Sauriers; die nächste, hoch und steil, schüttelt in einem gewaltigen Brecher tosenden Gischt über ihre Flanken, die dritte zieht majestätisch mit weit ausgreifender Front in mächtiger Wölbung daher; das Tal der einen ist netzartig mit den weißen Streifen des peitschenden Luftstromes, das Tal der nächsten mit einem Wirbel glänzender Schaummassen bedeckt (Abb. 21). Es folgen eine Reihe kleinerer, unregelmäßiger Wellen. Dafür sehen wir rechts oder links von uns in der Ferne die Riesen ihres Weges ziehen. Dann wieder scheint die See für Augenblicke auffallend ruhig, bis die neuen Roller eilenden Laufes ankommen und das Schauspiel in immerwährendem Wechsel sich erneuert.

In einem der folgenden Stürme mit ähnlicher Winddrehung von Südwest nach Nordwest lief während der ganzen Dauer eine sehr unregelmäßige See aus verschiedenen Richtungen. Folgen sich Depressionen rasch aufeinander, so kommt die frühere Bewegung im Wasser nicht zur Ruhe, ehe der neue Seegang einsetzt.

Eine bemerkenswerte Gegend des Nordatlantischen Ozeans ist die Große Neufundlandbank. Sie erstreckt sich von der Insel Neufundland in südöstlicher Richtung in einer Ausdehnung von ca. 250 Seemeilen, ihr größter ostwestlicher Durchmesser beträgt ungefähr 360 Seemeilen. Die Bank erhebt sich ziemlich steil aus dem tiefen Meere und bildet ein ausgedehntes submarines Plateau, auf dem die durchschnittlichen Wassertiefen nur 35 Faden = 64 m betragen. Die größten

Tiefenunterschiede finden sich am südöstlichen und südlichen Rande der Bank, wo stellenweise der Meeresboden von 25 Faden = 45 m auf kurze Entfernungen hin zu den abyssischen Tiefen von 3500 m abfällt.

Der aus der Davisstraße und Baffinbai kommende längs der Küste von Labrador südwärts setzende, kalte Labradorstrom trifft an der Ost- und Südseite der Neufundlandbank auf das warme Wasser des Golfstroms, wobei der Labradorstrom sich im tiefen Wasser außerhalb der Bank hält und nur deren Ränder überspült. Hier finden sich darum auch die größten Temperaturunterschiede der beiden Strömungen am stärksten ausgeprägt; die Sprünge in der Wasserwärme können auf 20 bis 30 Seemeilen Entfernung 14 bis 15 Grad betragen.

Diese schroffen Temperaturdifferenzen auf so kleine Entfernungen bewirken häufig die Bildung dichter Nebelmassen über einem weiten Gebiete. Der Labradorstrom führt außerdem die ihm von der Westgrönlandströmung zugebrachten grönländischen Eisberge nach Süden bis in den Golfstrom hinein, wobei die Haupteismassen am Ostrande der Bank angetroffen werden, da im allgemeinen die größeren Berge einen solchen Tiefgang haben, daß sie das flache Wasser der Bank nicht überschreiten können. Durch Nebel und Eis wird die Navigation in der Nähe der Bank sehr schwierig und gefährlich gemacht.

Für unsere Betrachtung sind jedoch die aus den geschilderten Verhältnissen sich ergebenden Einwirkungen auf den Seegang am bedeutungsvollsten, die hauptsächlich bei südlichen Winden auftreten.

An den Rändern der Bank, im Bereich des Labradorstromes bewirkt die entgegengesetzte Richtung von Wind und Strömung im Verein mit der abnehmenden Tiefe einen wilden, steil auflaufenden Seegang. Durch die Strömung werden die Wasserteilchen nach Süden, der durch die Wellen verursachten nordwärts gerichteten kreisenden Bewegung derselben entgegengetrieben, wodurch eine Steigerung der Orbitalbewegung nach aufwärts veranlaßt und die Instabilität der Kammteile der Wellen befördert wird. Diese Stromwirkung ist aber hier lange nicht



Abb. 72. Zwischen den Klippen westlich der Scilly-Inseln. (Zu S. 154.)

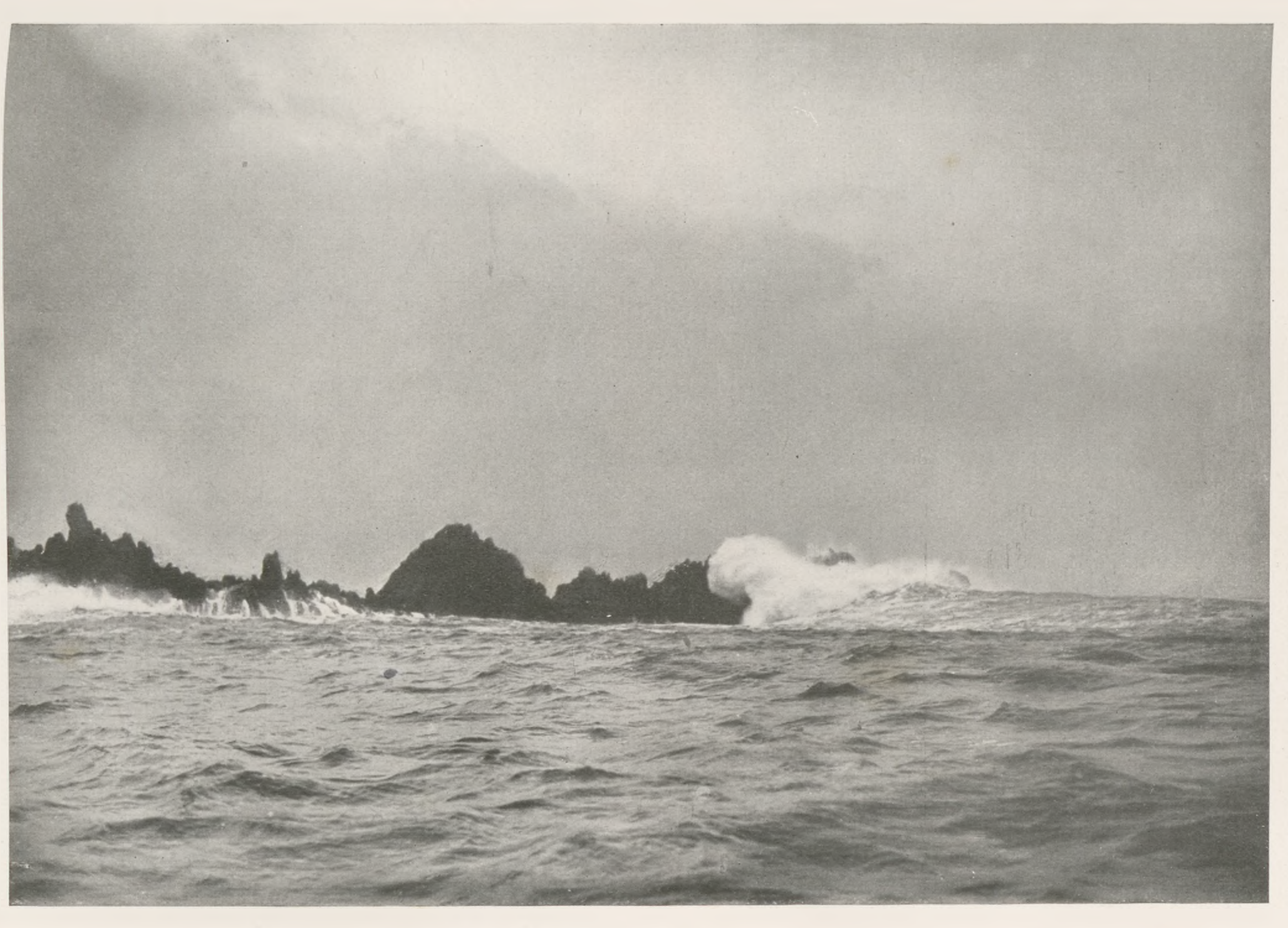


Abb. 73. Hohe Atlantische Dünung rollt über die Haycock-Klippen weg (vom Boot aus aufgenommen). (Zu S. 155.)

so ausgeprägt wie im Bereich des Agulhasstromes. Auf der Bank selbst, wo der Strom sich nicht mehr nennenswert bemerkbar macht, sind es vor allem die geringen Tiefen, welche den Seegang beeinflussen. Da diese Verhältnisse auch auf den anderen Meeresbänken, wie der Agulhas- und der Burdwoodbank, sowie im Bereich des Kontinentalsockels auftreten, wollen wir sie gleich an dieser Stelle kurz erwähnen.

Die langen und hohen Wellen des tiefen Ozeans erfahren bei ihrem Übertritt auf das flache Wasser der Bank wichtige Formveränderungen.

Die Wellenbewegung der Oberfläche reicht bis in größere Tiefen hinab. Ihr Ausmaß ist abhängig von den Dimensionen der Wellen und läßt sich rechnerisch ermitteln. Man kann das Ergebnis der betreffenden Formel nach einer von Rankine aufgestellten Regel wie folgt ausdrücken:

„Drücken wir die Tiefe in Neunteln der Wellenlänge aus, so nehmen die Durchmesser der Kreisbahnen der Wasserteilchen für jedes zukommende Neuntel der Tiefe um die Hälfte ab."

Daraus ist leicht abzuleiten, daß beispielsweise 8 m hohe und 100 m lange Sturmwellen, wie sie bei Südweststürmen in dieser Gegend häufig vorkommen, bei ihrem Übertritt auf eine Wassertiefe von ca. 60 m in den unmittelbaren Bodenschichten des Wassers noch eine Bewegung von rund 15 cm Ausmaß hervorrufen werden, wodurch die Veränderungen der Wellenformen an der Oberfläche erklärlich sind.

Die Länge der ozeanischen Wellen verringert sich, die einzelnen Wellenkämme rücken näher aneinander, während die Höhe etwas zunimmt. Dabei wird der Böschungswinkel der Wellen vergrößert, die Wellen werden steiler, gleichzeitig wird ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit geringer.

Die Zunahme der Wellenhöhe ist nicht sehr bedeutend, sie erfolgt nach den Untersuchungen Airys im umgekehrten Verhältnis zur vierten Wurzel aus der



Abb. 74. Brandung auf den Haycock-Klippen (vom Boot aus aufgenommen). (Zu S. 155.)

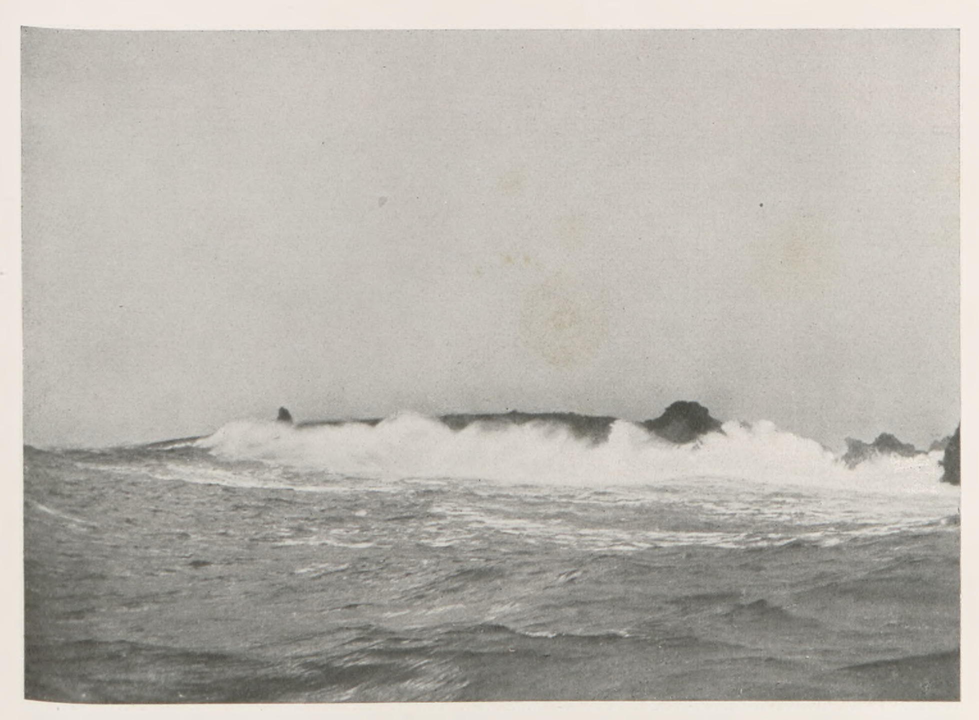


Abb. 75. Rückseite der auf der Insel Annet auflaufenden hohen See (vom Boot aus aufgenommen). (Zu S. 155.)

Wassertiefe; sie ist jedoch für den Beobachter sehr augenfällig, was daher kommt, daß zur tatsächlichen Erhöhung der Wellen die geringere Wellenlänge, mithin der steilere Böschungswinkel kommt. Je länger und höher die Wellen im tiefen Wasser waren und je schneller sie sich fortbewegten, desto steiler und wilder wird der Seegang über der Bank sein (Abb. 24).

Wir wollen den Vorgang, der sich bei den Flachwasserwellen abspielt, ausführlicher erst bei den Brandungswellen erklären. Hier sei zum allgemeinen Verständnis nur noch gesagt, daß durch die Behinderung, welche die kreisende Bewegung der Wasserteilchen bei der Grundberührung erleidet und die sich bis zur Oberfläche fortpflanzt, die Form und Bewegung der Wellen dortselbst unsymmetrisch und instabil wird.

Über der Neufundlandbank wird bei hohem Seegang der Meeresboden beträchtlich aufgewühlt, wofür wir einen unwiderleglichen Anhaltspunkt haben. Im Magen der dort gefundenen Kabeljaue findet man eine kleine Muschel, die Mya Truncata, welche sich 20—25 cm tief in den Grundsand einbohrt und demnach von den Fischen nur gefressen werden kann, wenn der Sand bis zu dieser Tiefe aufgewirbelt wird.

Was nun die von den Seeleuten manchmal angeführte Beobachtung betrifft, daß der Nebel die Fähigkeit habe, die Wellen zu heben, so beruht diese auf einer optischen Täuschung. Wie wir eben ausgeführt haben, ist der Seegang auf der Bank steiler als außerhalb derselben. Der steile Seegang wird nur bei südlichen Winden eintreten; nun sind es gerade die südlichen Winde, welche die schweren Nebel verursachen, so daß hohe See und Nebel häufig zusammen angetroffen werden. Bei Nebel wird die Fernsicht sehr unklar, das Auge kann oft nur eine Welle übersehen, wie sie in verschwommenen Formen aus dem wallenden Dunstschleier auftaucht. Man verliert dann leicht jeden Anhalt in der Abschätzung ihrer

Größe und ist geneigt, die unklar erkennbaren Wellenkämme in weitere Entfernung zu rücken, wodurch der täuschende Eindruck von großen Wellen gewonnen wird.

Ich habe auf der Neufundlandbank einmal ein zauberhaftes Bild gesehen. Bei mäßigem Winde lief eine hohe, glatte Dünung. Der Nebel lag nicht als dichte, unbewegliche Masse über dem Wasser, sondern war fliegenden Wolken gleich in Bewegung. Bald hüllte er alles in ein undurchdringliches Grau, bald tauchte aus der sich plötzlich teilenden Mauer dicht vor Augen ein Wasserberg auf. Es bildeten sich Lichtungen, in denen man die langen Rolier heranziehen sah; über ihnen glitten die Schwaden, Ballen und Fetzen des Nebels wie ein Schwarm zarter



Abb. 76. Bemerkenswerte Form einer hohen Strandbrandung.

Elfen und gespenstiger Riesen dahin, bis wiederum der ganze Spuk im wogenden Nebelmeer verschwand.

Für die gesamte Schiffahrt ist der Nordatlantische Ozean während der Wintermonate ein sehr unruhiges und gefährliches Fahrwasser. Für Segelschiffe gehören die Reisen von den europäischen nach den kanadischen und nordamerikanischen Häfen nördlich von Kap Hatteras zu den schwierigsten, denn es gilt auf dem weiten Wege von fast 3000 Seemeilen häufig einen langen und mühevollen Kampf gegen stürmische westliche Winde und hohen Seegang zu bestehen.

Ein Beispiel einer solchen Fahrt bietet der Reisebericht des Seglers „von Berg", den ich dem Segelhandbuch der Deutschen Seewarte entnehme.

„von Berg" verließ nach Neuyork bestimmt die Elbe am 8. Oktober und nahm bei östlichem Winde den Weg nord um Schottland. Der günstige östliche Wind



Abb. 77. Das Meer leuchtet wie flüssiges Silber.

hatte schon am zweiten Tage auf 57 Grad Nordbreite ein Ende, und das Schiff hatte dann längere Zeit gegen westliche oft stürmische Winde zu kreuzen, so daß es erst am 28. Oktober die Höhe der Insel Fair (zwischen Orkney- und Shetland-Inseln gelegen) erreichte. Auch in der Folge ging die Reise durch anhaltend widrige Winde und stürmisches Wetter nur sehr langlam vonstatten; insbesondere entstand zwischen 50 und 55 Grad Nordbreite, 30 und 40 Grad Westlänge — vielleicht das stürmischste Gebiet des Nordatlantischen Ozeans — durch eine fast ununterbrochene Folge von Weststürmen sehr langer Aufenthalt, der dahin wirkte, daß „von Berg" in den 20 Tagen vom 15. November bis zum 5. Dezember nur 1 Grad zurücklegen konnte [1]). Das Schiff war am 5. Dezember bereits 58 Tage in See. Nach weiteren 29 Tagen langsamer Fahrt gelangte es endlich am 3. Januar mit einer Gesamtreise von 87 Tagen nach Sandy Hook.

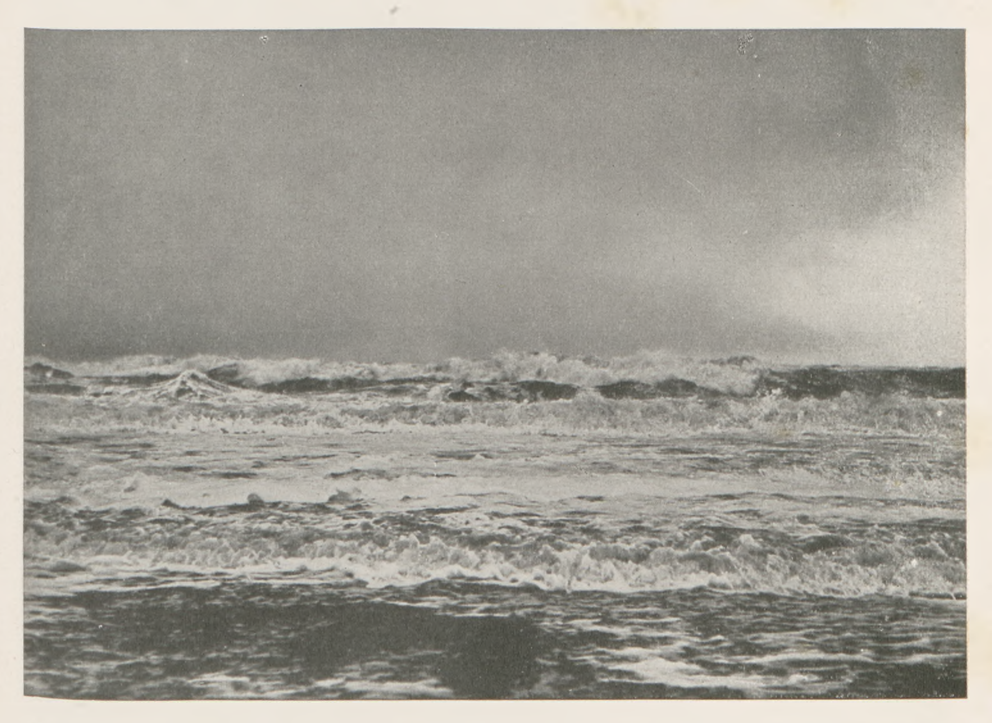


Abb. 78. Infolge geringer Wassertiefe beginnt die hohe Brandung weit draußen. (Zu S. 156.)

Auch die Dampfer haben allwinterlich schwere Fahrten zu verzeichnen. Am wenigsten leiden natürlich die großen Schnelldampfer, aber das überwiegende Kontingent der mittleren und kleineren Dampfer erlebt manche böse Stunde. Die westwärts bestimmten Schnelldampfer, welche zwischen 400 und 500 Seemeilen und mehr in 24 Stunden zurücklegen, durchfahren, solange sie nicht zu langsamerer Fahrt gezwungen werden, das ihnen entgegenkommende Sturmgebiet meist in kurzer Zeit. Folgen sich mehrere Depressionen hintereinander, so wird sich der Wechsel von Sturm und Seegang in rascher Folge abspielen.

Für den Beobachter ergeben sich dann häufig interessante Verhältnisse. Ich habe auf dem Schnelldampfer „Deutschland" beim Durchfahren einer offenbar

[1]) 1 Grad am Äquator hat bekanntlich eine Länge von 60 Seemeilen. Auf 55 Grad Nordbreite hat aber ein Längengrad nur eine Länge von $60 \text{ Sm} \times \cos 55^0 = \text{ca. } 30$ Seemeilen.



Abb. 79. Schwerer Sturm auf der Insel Sylt. (Zu S. 158.)



Abb. 80. Sturmflut auf Sylt. (Zu S. 158.)

stilliegenden oder sich nur sehr langsam fortbewegenden Depression in der Nähe der amerikanischen Küste den Fall erlebt, daß der Seegang am Ende des 10stündigen Sturmes geringer war als im Anfang beim Eintritt in die Depression. Das Schiff trifft eben mit den höchsten am Lee-Ende des Sturmfeldes befindlichen Wellen zumeist zuerst zusammen und gelangt dann in kurzer Zeit an den Anfang der Sturmbahn, wo der Seegang noch nicht voll entwickelt ist. Für die ostwärts fahrenden Dampfer ergeben sich wieder ganz andere Verhältnisse. Je nach ihrer eigenen Schnelligkeit und der Fortbewegung der Depression werden die Schiffe ihre Stellung zu diesen nur langsam verändern oder auch dauernd im Bereich desselben mit ihnen fortschreitenden Sturmfeldes bleiben. Für den nicht seekranken Reisenden ist es ein packendes Schauspiel, wenn solch ein Ozeanrenner den Kampf gegen die Elemente aufnimmt, und mit 20 Seemeilen Fahrt gegen Sturm und hohe See mit voller Kraft angeht. Ganze Berge von Wasser ergießen sich über Back und Vorschiff und das Spritzwasser fliegt bis über die Schornsteine weg.

Selbst für die größten Dampfer kommt der Moment, wo sie genötigt sind, die Fahrt zu verringern, um schwere Beschädigungen durch die fürchterliche Gewalt der andrängenden Wassermassen zu vermeiden. Es kommt fast in jedem Winter vor, daß die Schnelldampfer mit mehreren Tagen Verspätung in Nordamerika eintreffen; dies war z. B. gerade im Januar vorigen Jahres wieder der Fall. Auch Berichte von mehr oder minder großen Havarien der Schiffe sind nicht selten.

Ich habe auf Seite 74 bereits die außerordentliche Sturmperiode erwähnt, welche im Winter 1898—99 über dem Nordatlantischen Ozean herrschte und in den Orkanen im Januar und Februar 1899 ihren Gipfelpunkt fand. Obwohl der Nordatlantische Ozean in allen Wintern durch häufige und heftige Stürme ausgezeichnet ist, so steht doch das schwere Sturmwetter jener Zeit ohnegleichen da;



Abb. 81. Dünenkette der Halbinsel Hörnum auf Sylt bei Ebbe (mit dem Winde wehender Sand).



Abb. 82. Stranddünen, Insel Sylt.

es hat sich noch nie ereignet, daß durch die Gewalt der Elemente auf offener See, nicht durch Strandung, eine so große Zahl mächtiger Schiffe schweren Schaden genommen hat oder vernichtet worden ist.

Dem Segelhandbuch der deutschen Seewarte vom Jahre 1910 ist zu entnehmen, „daß von einer Reihe von Schiffen, welche in den 14 Tagen vom 14. bis zum 27. Januar ihre Reise antraten und ostwärts nach Europa bestimmt waren, nicht weniger als 22 Segelschiffe und 12 Dampfer dem wilden Meere zum Opfer fielen. Da aber das schwere Sturmwetter bis über die Mitte Februar hinaus anhielt, so läßt sich annehmen, daß auch noch manche, die später auf die Reise gingen, ihren Untergang fanden, und noch mehr werden die hier nicht mitgezählten, westwärts gehenden Dampfer, die noch schwerer gegen Wind und See zu kämpfen hatten, die traurige Verlustreihe ergänzt haben." —

Von den zahlreichen, von der Seewarte mitgeteilten Reiseberichten deutscher Schiffe während der Sturmepoche will ich dem Leser nur drei etwas gekürzte vorlegen.

Dampfer „Stuttgart", Nordd. Lloyd, Januar 26 vom Kanal nach Neuyork.

„Bis zum 29. Januar geht die Fahrt bei mäßiger Südostbrise und ruhigem Wetter vor sich; dann gerät der Dampfer in das Unwetter. Der erste Sturm beginnt in der Nacht zum 30. Januar aus Süd-Südwest mit Regen; um 8 Uhr morgens geht der Wind nach Südwest und im Laufe des Vormittags weiter nach West und West-Nordwest in Stärke 10. Niedrigster Barometerstand 715 mm. Von 1 Uhr Nachmittag an voller Orkan aus West-Nordwest, furchtbare Böen. Das Schiff treibt steuerlos. Die gewaltige See richtet großen Schaden an, das Boot Nr. 1 geht über Bord, die Seitenfenster des Hauptdecks werden aus den Rahmen gedrückt. Indem der Wind nach Nordwest holt, wütet der Orkan mit unverminderter Kraft fast die ganze Nacht hindurch. Das Schiff, das nach Möglichkeit auf

dem Winde gehalten wird, arbeitet schwer in den hohen Wellenbergen. Erst nachmittags am 31. beginnt der Sturm rascher abzunehmen. Der zweite Sturm, der dem besprochenen auf dem Fuße folgt, steigert sich auch wieder aus Nordwest zur vollen Orkanstärke 12. Der Sturm beginnt am Abend des 1. Februar mit einem Rechtsdrehen des Windes von Ost-Nordost durch Ost-Südost bis Süd-Südost in Stärke 10 bis 11. Um 3 Uhr morgens springt der Wind, der zuvor schon auf Südwest gegangen war, in einer furchtbaren Bö nach Nordwest, aus dieser Richtung wieder als Orkan einsetzend. Barometer 714 mm, furchtbare Böen, sehr wilde See."

Schwer mitgenommen wurde auch der Dampfer „Bulgaria" von der Hamburg-Amerika-Linie auf der Reise von Neuyork nach Hamburg.

„Die ersten vier Tage der Reise verliefen ruhig. In der Nacht vom 1. zum 2. Februar wurde der Dampfer jedoch von einem schweren Orkan ereilt. Während das Schiff in der hohen, wilden See platt vor dem Winde steuerte, wollte es nicht mehr dem Ruder gehorchen und drehte plötzlich um 2 Uhr morgens an den Wind. Eine ungeheure Sturzsee überflutete das Schiff und schlug mehrere Luken ein, wodurch soviel Wasser einströmte, daß im Raum Nr. 4 16 Fuß gepeilt wurden. Das Schiff legte sich schwer nach Backbord über, wodurch es große Schlagseite erhielt und arbeitete entsetzlich. Durch die gewaltigen Erschütterungen wurden die Wasserballasttanks leck und liefen aus. Die Lenzrohre des Raumes Nr. 4 verstopften sich durch Getreide der Ladung. 108 Pferde, die nach der Leeseite hinübergeschlagen waren und im Wasser lagen, verendeten, konnten aber erst am 6. Tag über Bord geworfen werden. Am Morgen des 2. Februar, als der Orkan mit erneuter Kraft einsetzte, brach der Ruderquadrant sowie später auch das Handsteuer; durch das schwere Arbeiten des Steuerruders löste sich die Bolzen in der Kuppelung und gingen verloren. Erst nach tagelanger, schwerer Arbeit gelang es,



Abb. 83. Das rote Kliff auf Sylt.



Abb. 84. Das Wattenmeer bei Ebbe, Sylt. (Am Horizont sind die Häuser des Dorfes Rantum sichtbar.)

— nachdem die Platten der Seitenwände des Ruderhauses entfernt waren — das Schiff mit Bäumen, die auf den Ruderkopf gelascht wurden, zu steuern. Eine Sturzsee brach über das Bootsdeck, riß sämtliche Boote von der Backbordseite fort und schlug das Deck ein. Am 5. Februar morgens 4 Uhr meldete der erste Offizier, daß das Wasser in den Räumen, trotzdem alle Pumpen im Gange, dennoch zunähme.

Daraufhin versuchte der Kapitän die Passagiere abzubergen. Auf Notsignale kam der englische Dampfer „Weehawken“ herbei, der einen Teil der Passagiere und 10 Mann von der Besatzung aufnahm. Als der Dampfer „Kurdistan“ herankam, konnte man ihm wegen der hohen See keine Passagiere mehr abgeben. Die folgenden Tage lag das Schiff auf Steuerbordhalsen Süd-Südwest an und trieb ostwärts; man versuchte auch, es mit den Schrauben zu steuern, was aber bei der hohen See nicht gelang. Am 12. Februar brach von neuem ein schwerer Sturm mit gewaltig hohem Seegang ein. Bis 20. Februar blieb das Wetter dauernd unruhig; inzwischen war jedoch das Notsteuergeschirr hergestellt worden, mit dem sich das Schiff steuern ließ und am 24. Februar erreichte „Bulgaria“ Ponta Delgada auf der Azoreninsel San Miguel.“

Nach einem Auszug aus dem Schiffstagebuch befand sich „Bulgaria“ in der Nacht vom 1. zum 2. Februar, als die Havarie eintrat, auf ungefähr 41,7 Grad Nordbreite und 47,5 Grad Westlänge. Darauf trieb der Dampfer, immer steuerlos vor Wind und See bei fast immer aus dem nordwestlichen Viertel kommenden Stürmen, reichlich 19 Tage lang bis zum 21. Februar etwa 500 Seemeilen nach Südost ½ Ost r. w., bis der Kurs nach dem Nothafen Ponta Delgada aufgenommen werden konnte.

Aus den Segelschiffberichten möchte ich die Reise des Vollschiffes „Anna“, Kapitän A. Weber, von Neuyork nach St. Nazaire mitteilen.

Das Schiff verläßt Neuyork am 22. Januar und macht bis zum 1. Februar schon eine Reihe schwerer Stürme, teilweise von Stärke 11 aus westlicher Richtung durch, in denen es aber zum Teil vor Untermarssegel lenzen konnte. Am 1. Februar wird es jedoch von einem vollen Orkan ereilt.

Das Folgende ist der eigenhändige wörtliche Bericht von Kapitän Weber: „Schiff wird um 5½ Uhr nachm. am 1. Februar beigelegt. Voller, schwerer, furchtbarer Orkan mit entsetzlich hoher See. Das Schiff arbeitet außerordentlich und nimmt schwere Seen über, die viele Decksgegenstände zerstören und fortspülen. Die festgemachten Segel reißen von den Rahen und fliegen in Fetzen fort. Das Schiff liegt zum Kentern. Um 8½ Uhr nachm. schlägt eine schwere See an Deck, die das Schiff vollständig niederdrückt. Am 2. Februar morgens wird das Schiff wieder von einer furchtbaren See getroffen. Die Boote schlagen aus den Klampen und Laschungen, Geländer und Reeling, vorne und hinten, brechen in Stücke. Das Schiff wird leck. Das Wasser steigt im Raum von 4 Fuß um 4 Uhr vormittags auf 8½ Fuß um 8 Uhr abends. Bis Mittag Februar 3 liegen bei, halten dann Kurs, müssen aber um Mitternacht, da Wind und See von neuem zunehmen, wieder an den Wind gehen. Februar 4, Wind etwas abnehmend, unregelmäßige See aus allen Richtungen. Die Mannschaft ist vollständig erschöpft vom Pumpen. Gegen 8 Uhr nachmittags Wind und See schnell zunehmend. Müssen abermals beidrehen, weil das Schiff mit dem vielen Wasser im Raum zu schlecht steuert und nicht mehr lenzen kann. Februar 5, Sturm aus West-Nordwest, schwere Böen und hohe See . . . Nach zwei Tagen mit etwas mäßigeren Winden am 8. wieder sehr schwerer Sturm, West-Nordwest 9—12. Voller Orkan, wütende Böen, furchtbare See. Nachts abnehmend. Februar 9, finden, daß das Ruder zerbrochen ist; versuchen es zu laschen, was jedoch nicht gelingt. Um 3 Uhr nachmittags halten ab nach Fayal.“ —



Abb. 85. Das Wattenmeer im Winter.



Abb. 86. Bei Lizard Head, Cornwall.

Nach einem letzten schweren Sturm aus West-Südwest bis West-Nordwest in Stärke 11 erreicht „Anna“ am 16. Februar den Nothafen Horta auf Fayal.

Es würde uns zu weit führen, auf die Wind- und Seeverhältnisse des nördlichen Stillen Ozeans hier einzugehen. Im übrigen ist die Art und das Verhalten der Depressionen, sowie die Natur der dort vorkommenden Stürme ganz ähnlich wie auf dem Nordatlantischen Ozean.

Die Wellen sind weder höher noch länger als die des Atlantischen Ozeans; sie sind häufig ebenso unregelmäßig wie diese und laufen selten gleichmäßig hoch aus einer Richtung, was wiederum der Form der Depressionen zuzuschreiben ist. Der größere Seeraum des nördlichen Stillen Ozeans scheint also ohne Einfluß zu sein.

---

3. Die Nebenmeere.

In den Nebenmeeren sind der vollen Entwicklung des Seeganges, unabhängig von Stärke und Dauer der Windwirkung durch die geringere Ausdehnung des Seeraumes Grenzen gesetzt. Von den zahlreichen Nebenmeeren der Erde besprechen wir hier nur kurz unsere heimatliche Nordsee, sowie das europäische Mittelmeer.



Abb. 87. An der Ostküste der Vereinigten Staaten.



Abb. 88. Aufziehender Sturm an der Küste von Maine.

Der Englische Kanal und die Nordsee.

Die Nordsee wird eigentlich nur aus konventionellen Gründen zu den Nebenmeeren gezählt. In Wirklichkeit ist sie, nach Supan, ein Meerbusen mit durchbohrter Rückwand; beide Meere, Kanal und Nordsee zeigen auch in ihrem unterseeischen Relief keine Spur von Selbständigkeit; für unsere Betrachtung der Wellenverhältnisse sind jedoch alle Bedingungen des landumschlossenen Meeres erfüllt.

Von großer Bedeutung sind hier die Tiefenverhältnisse. Von der sogenannten Hundertfadenlinie, welche die Grenze des aus dem tiefen Ozean aufsteigenden Kontinentalsockels bezeichnet, vollzieht sich ein allmählicher Übergang zu den geringen Tiefen des Englischen Kanals und der Nordsee. In der Straße von Dover beträgt die Tiefe nur noch rund 20 Faden. Sehr flach ist auch die ganze südliche Nordsee; auf der ganzen Strecke zwischen der Insel Sylt und der Ostküste von England finden sich keine größeren Tiefen als durchschnittlich 20 bis 25 Faden. Erst nördlich von Jütland verläuft dann die tiefe Skagerrak-Rinne, wie überhaupt nach Überschreiten des 58. Breitengrades die durchschnittlichen Tiefen unterhalb 100 m herabsinken.

Die Stürme im Kanal und in der Nordsee gehören den Atlantischen Depressionen an, welche in dieses Gebiet vordringen. Im allgemeinen sind hier in Landnähe die Windstärken etwas geringer als draußen im offenen Ozean; dies gilt vor allem für die in der südlichen Nordsee herrschenden westlichen Stürme, wenn die betreffenden Depressionen zuvor England überschritten haben.

Wir haben bei der Neufundlandbank die Tatsache erwähnt, daß die atlantischen Wellen bei ihrem Übertritt in geringere Tiefen Formveränderungen erleiden. Dieser Fall tritt auch über dem Kontinentalsockel ein. Wenn man von Amerika kommend die „Gründe" vor der englischen Küste erreicht hat, so findet man stets, daß die See steiler und kürzer läuft als draußen im Ozean (Abb. 18). Die Zunahme der Wellenhöhe, von der auch schon gesprochen wurde, stellt einen ziemlich verwickelten Vorgang dar. Die Verhältnisse liegen dabei anders, als bei den eigentlichen Flachwasserwellen, bei denen auf dem ansteigenden Grund des Ufers eine Steigerung der Wellenhöhe bis zu einer Verdoppelung eintreten kann.

Die Zunahme der Höhe, welche die atlantische Welle durch den aufsteigenden Grund des Kontinentalsockels (oder auch einer Bank) erleidet, tritt im wesentlichen nur an der Grenzlinie der Tiefenunterschiede auf. Bei weiterem Vorrücken in Wasser von geringerer Tiefe nimmt mit der Länge auch die Höhe wieder ab, weil durch die dauernde zunehmende Behinderung der Wasserteilchen bei der Grundberührung, die sich nach oben fortpflanzt, Energie verbraucht wird, wodurch die Wellen langsam kleiner werden, so daß immer ein bestimmtes Verhältnis zwischen Höhe und Länge gewahrt bleibt. Wäre dies anders, so würden die vom Ozean hereinstehenden Sturmwellen drinnen im Kanal bei stark verminderter Länge eine größere Höhe als auf offener See besitzen, was aber den natürlichen Verhältnissen durchaus widerspricht.

Ich selbst habe im Englischen Kanal keine Sturmwellen über 4 m gemessen; in der Literatur finden sich auch keine zuverlässigen Angaben über die größten Höhen. Nach den Aussagen der Seeleute zu schließen darf man annehmen, daß die höchsten Kanalwellen bei Südweststürmen 5 bis 6 m nicht überschreiten, und zwar dürfte diese Höhe auch nur im westlichen Teil des Kanals angetroffen werden.

Für die Schiffahrt sind jedoch die kurzen, steilen Wellen häufig viel unangenehmer, als der lange Seegang des Ozeans. Die zwischen England und Frankreich verkehrenden Dampfer haben in den schweren Winterstürmen oft viel zu leiden, vor allem da sie ja während der ganzen Überfahrt die See dwars (querein) haben, wodurch unheimliche Schlingerbewegungen veranlaßt werden. Es ist mitunter ein ergötzliches Schauspiel, nach einer solchen Überfahrt die Passagiere in Dover im Zustande völligster Auflösung an Land wanken zu sehen.



Abb. 89. Sturmgetriebene See, Windstärke 11.

Die Sturmwellen, welche über dem flachen Wasser der Nordsee selbst entstehen, werden, abgesehen von dem geringen Seeraum, vor allem durch die ungenügende Wassertiefe in ihrer Ausbildung verhindert. In der südlichen Nordsee dürfte die Höhe 4 m nicht übersteigen. Stevenson gibt in seinem Buche „On harbours" den gleichen Wert von 4 m als Maximalhöhe der Wellen bei Sunderland an der Ostküste Englands an. Leider sind auch hier in der Literatur nur sehr spärliche Beobachtungen zu finden. Im Nautical Magazine für 1889 berichtet ein englischer Kapitän, daß er in der Nordsee niemals Höhen über 6 m und Längen von mehr als 45 m gemessen habe. Diese Wellendimensionen finden sich erst nördlich von 56 Grad bei nordwestlichen Stürmen, welche zwischen Nordschottland und der Küste von Norwegen vom offenen Meere hereinwehen. Dafür kann aber der Seegang sehr wild und gefährlich werden. Die Wellen sind kurz und steil, die



Abb. 90. Brandende Flutwelle (Bore) bei Clevedon im Kanal von Bristol.

Instabilität der Form in den Kammteilen ist sehr groß, wodurch schwere, die Schiffe gefährdende Brechseen entstehen.

Der Grundsand wird durch die Sturmwellen in ständiger Bewegung gehalten, so daß auf dem Boden der Nordsee die Algen nicht anwachsen können. Auf der Doggerbank kommt es häufig vor, daß das an Deck schlagende Wasser Sand enthält. Auf dem sogenannten Südwestflach der Bank tritt bei Sturm an manchen Stellen mit nur 7 bis 8 Faden Tiefe Brandung auf.

Unter den kleineren Fahrzeugen fordert die Nordsee allwinterlich eine ganze Reihe Opfer, denen zumeist die Nähe der Küste mit ihren ausgedehnten Sandbänken und Untiefen bei Sturm und unsichtigem Wetter verderblich wird. Die gefährlichste Stelle, zumal für Segelschiffe, liegt in der südwestlichen Ecke zwischen der englischen und holländischen Küste. Wir haben im Dezember 1908 auf Vollschiff „Posen" eine ganze Woche lang uns bemüht, gegen andauernden stürmischen Südwestwind bei Regen und Nebel und der Finsternis der langen Winternächte

von der Doggerbank aus die Straße von Dover zu gewinnen, und sind mehr wie einmal zwischen den zahlreichen Riffen und Sanden in der hohen See und starken Strömung in schwere Bedrängnis geraten.

Das Mittelländische Meer.

Das Mittelländische Meer ist ein echtes Binnenmeer; mit dem Ozean ist es nur durch einen schmalen Zugang verbunden. Abgesehen von den atlantischen Stürmen, welche sich vor allem häufig in dem westlichen Teil des Mittelmeeres fortsetzen, hat dieses jedoch eigene ihm speziell angehörige Winde verschiedener Art. Diese sind die Bora, der Mistral und der Scirocco.



Abb. 91. Steilküste der Insel Tresco, Scilly. In der Ferne die Eastern Islands.

Am bekanntesten ist die Bora der istrischen und dalmatinischen Küste. Die Bora tritt, nach Hann, ein, wenn über dem kalten Hinterland der Küste der Luftdruck rasch steigt, ein Barometermaximum sich einstellt, und derart ein großes Druckgefälle gegen das warme Meer hin sich ausbildet. Die Bora ist ein von den Berghöhen der Steilküste herabsteigender kalter Fallwind. Der gewaltsame Ausgleich, den die Luftmassen dabei suchen, bewirkt, daß die Bora in wütenden Stößen von häufig orkanartiger Gewalt weht. Jeder Verkehr auf See, sowohl wie an Land, wird dann unmöglich. Die Bora reicht nicht weit ins Meer hinaus; der Seegang wird durchaus nicht hoch; aber durch die fürchterliche Kraft der Windstöße werden die Kämme der Wellen dermaßen zerstäubt, daß sich über dem Meere ein eigentümlicher Nebel, eine Wasserstaubwolke, die Fumarea, bildet.

Der Mistral, der an der französischen Mittelmeerküste vorkommt, ist ganz ähnlichen Ursprunges wie die Bora.



Abb. 92. Schwerer Seegang auf Golden-Ball-Riff, Nordseite von Tresco. (Zu S. 162.)



Abb. 93. Brandung auf dem inneren Golden-Ball-Riff zwischen Round Island und Tresco. (Zu S. 162.)

Hinter dem Golf du Lion erhebt sich das Zentralplateau von Frankreich, das während des Winterhalbjahres stark abgekühlt wird. Von diesem stürzt sich der kalte Nordweststurm auf das Gestade des warmen Mittelmeeres herab. Je größer im Winter die Temperaturunterschiede zwischen Hinterland und Meer werden, desto heftiger wird der Mistral wehen.

Im Gegensatz zur Bora reicht dieser Sturm weit auf See hinaus. Dann läuft im westlichen Teil des Mittelmeeres eine aus dem berüchtigten Löwengolf kommende schwere See. Der englische Admiral W. H. Smyth berichtet von Wellenhöhen, die nach seiner Beobachtung „nicht viel weniger als 30 Fuß (= ca. 9 m) betragen konnten". — Was natürlich eine sehr allgemein gehaltene Angabe darstellt. Nach Erkundigungen, die ich eingeholt habe, wird man in dieser Gegend im Durchschnitt bei Sturm mit 5 bis 6 m hohen Wellen rechnen dürfen.

Im Adriatischen und daran anschließenden südlichen Teil des Mittelmeeres weht häufig ein warmer, schwüler Wind, der Scirocco. Er kommt in allen Monaten des Jahres vor und verschiebt nur seine Grenzen etwas, indem er von März bis Juni mehr im nördlichen, während der Herbst- und Wintermonate mehr im südlichen Teil weht. Der Scirocco erreicht öfters Sturmesgewalt; er kann eine ganze Woche lang, im Winter sogar mehrere Wochen anhalten. Dabei wird die Luft so außerordentlich dunstig und unsichtig, daß die Schiffe selbst am Tage nur eine ganz beschränkte Fernsicht haben. Der Seegang wird den Fahrzeugen nur selten gefährlich.

---

4. Die subtropischen und tropischen Meere.

An den Gürtel der vorherrschend westlichen Winde schließt sich im Nordatlantischen wie im Nordpazifischen Ozean von ungefähr 30 Grad Breite südwärts die Zone der das ganze Jahr hindurch mit großer Beständigkeit wehenden Passatwinde an, deren Entstehung schon erläutert wurde.

Mit Rücksicht auf die große Ähnlichkeit der Passatverhältnisse in beiden Meeren genügt es, wenn wir nur die Verhältnisse des Nordatlantischen Ozeans betrachten. Die typischen Passatwellen haben schon Erwähnung gefunden. Der Passat weht in den Wintermonaten der betreffenden Halbkugel am kräftigsten. Vor allem kann dann der Südostpassat manchmal zu stürmischer Stärke anwachsen und längere Zeit hindurch anhalten. Dann werden sich natürlich auch die Wellendimensionen entsprechend steigern. G. Schott beobachtete im Südatlantischen Ozean bei sehr stürmischem Südostpassat von Stärke 8 bis 9 eine Wellenhöhe von 7 m bei einer Länge von 130 m. Ich selbst habe einmal in derselben Gegend im Monat März bei Südostpassat Stärke 7 bis 8 Wellenhöhen bis zu 5 m angetroffen. Die durchschnittlichen Wind- und Wellenverhältnisse halten sich jedoch weit unter diesen Größen (Seite 60); auf das ganze Jahr gerechnet beträgt die durchschnittliche Stärke des Nordostpassates ungefähr 3 bis 4 Beaufort.

Die Dünung der Passatgebiete.

Die interessanteste Erscheinung des atlantischen Passatgebietes ist die in den Wintermonaten daselbst häufig auftretende Dünung, welche nicht selten be-



Abb. 94. Hohe glatte Dünung bei Windstille. (Zu S. 162.)

trächtliche Dimensionen haben kann. Sie kommt stets aus nördlicher oder nordwestlicher Richtung und stammt aus den nordatlantischen Sturmgebieten. Erstaunlich ist der ungeheure Weg, den unter Umständen die Dünung zurückzulegen vermag. Wenn ein größeres Sturmfeld längere Zeit in der Gegend südlich der Neufundlandbank liegt oder wenn rasch nacheinander verschiedene Depressionen die gleiche Stelle einnehmen, und in denselben die Nordwestwinde mit großer Gewalt wehen, so werden sich die hohen Sturmwogen, aus dem Bereich der Depression herauslaufend, mit großer Schnelligkeit nach Südosten fortpflanzen. Die andauernd aus gleicher Richtung wehenden Stürme führen den Wellen in ihrem Bereich fortwährend neue Kraft zu und diese wird wiederum andauernd auf die Dünung übertragen, so daß die fortlaufenden freien Wellen immer frische Impulse von rückwärts erfahren.



Abb. 95. Brandende Dünung bei Windstille. (Zu S. 162.)

Eine solche Dünung durchquert den ganzen Bereich des Nordostpassates, überschreitet die äquatoriale Kalmenzone und dringt bis weit ins Gebiet des Südostpassates hinein. Auf der Insel Ascension (8 Grad südl. Breite) und selbst noch auf St. Helena (16 Grad südl. Breite), also in einem Abstand von 4000 Seemeilen von ihrem Ursprungsort, vermag sie dann noch eine höchst gefährliche Brandung zu erzeugen.

Diese weite Meeresräume durchwandernden Dünungen zeigen ein besonderes Verhalten, welches zweifellos zu den interessantesten und bisher ungeklärtesten Problemen der Wellenbewegung des Meeres zu zählen ist. Dies trifft natürlich für alle Dünungen zu, so auch für die an den europäischen Küsten anlangenden, deren Verhalten von Cornish zum Gegenstand eingehender Untersuchungen gemacht worden ist. Ich habe mit Überlegung diesen Punkt erst an dieser Stelle zur Besprechung gebracht, weil die Dünung ein Charakteristikum der Passatgebiete ist, und ihr eigentümliches Verhalten sich auf dieser längsten aller bekannten Dünungswanderungen am schärfsten darstellen läßt.



Abb. 96. Auflaufen der Wellen auf den ansteigenden Felsgrund bei Sturm. (Zu S. 162.)



Abb. 97. Eigentümliche Form der brandenden Welle, veranlaßt durch Bodenverhältnisse. (Zu S. 162.)

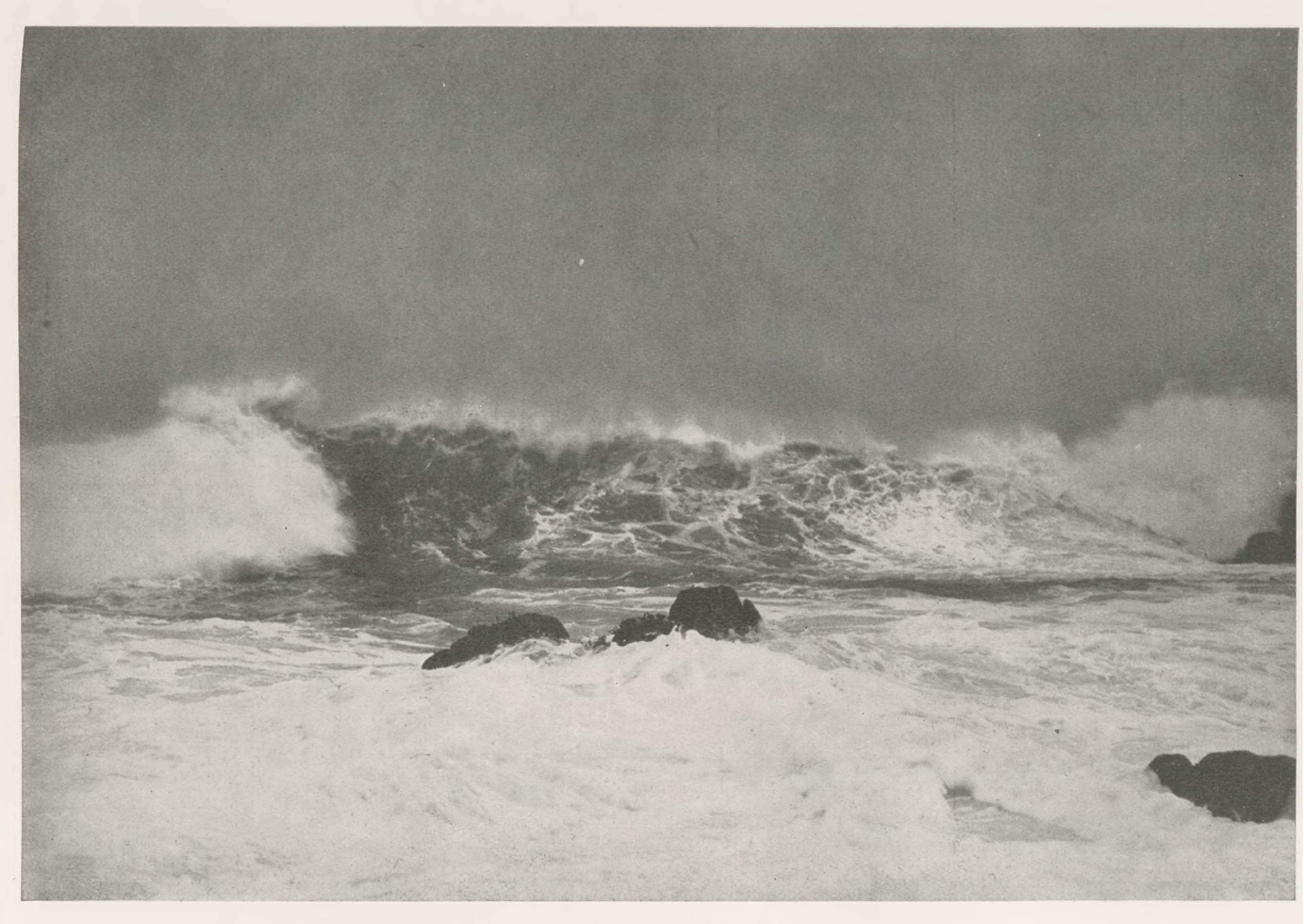


Abb. 98. Brandungsform an der Steilküste von Tresco. (Zu S. 162.)



Abb. 99. Brandungsform an der Steilküste von Tresco. (Zu S. 162.)

Wir wissen aus dem Vorhergehenden, daß die schwersten, bisher beobachteten Sturmwellen des Nordatlantischen Ozeans eine Länge von ca. 150 m haben, welcher eine Geschwindigkeit von ca. 15 m pro Sekunde und eine Periode von 10 Sekunden entspricht. Wir haben ferner gehört, daß mit der Höhe auch die Länge und Geschwindigkeit der Wellen im Bereich des Sturmfeldes nur bis zu einem der Windstärke entsprechenden Maximum wachsen können.

Wenn sich nun Sturmwellen mit einer ursprünglichen Länge von 150 m als Dünung auf den Weg nach St. Helena machen, so würden die freien Wellen, falls sie ihre ursprüngliche Geschwindigkeit von 15 m pro Sekunde unvermindert beibehielten, den 4000 Seemeilen langen Weg in der Zeit von 137 Stunden oder 5 Tagen und 17 Stunden zurücklegen. Die Annahme ist auszuschließen, daß im Ursprungsgebiet während einer so langen Zeit der Sturm dauernd aus der betreffenden Richtung weht; die Beobachtung zeigt uns vielmehr, daß daselbst eine 24- bis 36stündige Dauer aus einer Richtung schon ein hohes Maß darstellt. Auch werden im kritischen Gebiete nicht mehrere Depressionen hintereinander andauernd Sturmwellen aus der gleichen Richtung erzeugen. Das Vorangehende soll nur erwähnt werden, um darzutun, daß die Dünung bei ihrem Eintreffen in keiner Energieverbindung mehr mit dem Ursprungsgebiet steht, daß also das betreffende Dünungsfeld sich ganz als freie Bewegung fortpflanzt.

Im flachen Wasser der Brandungszone werden die Wellen eine geringere Geschwindigkeit haben als draußen im tiefen Wasser. Da aber die eintretende Verzögerung für alle Wellen gleich groß ist, so bleibt auch am Ufer die Periode zwischen den einzelnen ankommenden Rollern die gleiche wie die Wellenperiode im tiefen Wasser war. Wir können also aus der am Ufer beobachteten Periode, unter der Voraussetzung, daß die Trochoidenregeln auf die natürlichen Verhältnisse anwendbar sind, sowohl die Länge wie die Geschwindigkeit bestimmen, welche die Wellen hatten, ehe sie die Brandungszone erreichten.

Hier tritt nun die seltsame Erscheinung auf, daß die durchschnittlichen Perioden der vor Ascension und St. Helena eintreffenden schweren Roller 16 bis 17 Sekunden betragen, das sind Perioden, denen Wellenlängen des tiefen Wassers von 400—450 m und Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von 24—26 m pro Sekunde entsprechen, was den ursprünglichen Sturmwellen gegenüber mehr als eine Verdoppelung der Länge und eine Steigerung der Geschwindigkeit um ca. 60% bedeutet.

Cornish hat am Strande bei Bournemouth noch längere Perioden von durchschnittlich 19 Sekunden für eine ununterbrochene Reihe von 139 Brechern gemessen.

Wodurch entsteht nun die befremdende Zunahme der Längen und Geschwindigkeiten bei den freien Wellen?

Die einzelnen Autoren haben da verschiedene Gedankengänge eingeschlagen. Krümmel betrachtet die Zunahme als erwiesen, und nimmt eine gleichmäßig beschleunigte Bewegung dafür an. Er meint, wenn nach Aufhören der Windwirkung die Wellenhöhen unter dem Einfluß der Schwerkraft ziemlich rasch abnehmen, dann bewirkt der in den Wellenmassen angesammelte Energievorrat der nur sehr viel langsamer aufgezehrt wird, eine Vergrößerung der Wellenlängen, weil ja die Totalenergie von der Höhe und Länge derart abhängt, daß eine Abnahme der einen eine Zunahme der andern bedingt. Im Zusammenhang damit müssen auch die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten wachsen. Krümmel sagt übrigens selbst, daß diese Vorgänge, die wohl der mathematischen Analyse zugänglich sind, in der Natur noch nicht erforscht worden sind, und daß wir daher über die bei den freien Wellen eintretenden Veränderungen nichts Näheres aussagen können.

Cornish sagt, daß „angesichts des unabweislichen Ergebnisses der Beobachtungen eine Fülle von Gedanken und Erwägungen auf uns eindringen“. Die Annahme einer tatsächlich erfolgenden Zunahme der Geschwindigkeit im Sinne einer gleichmäßig beschleunigten Bewegung lehnt er unbedingt ab, mit dem Hin-



Abb. 100. Im Augenblick des Zusammenbrechens. (Zu S. 162.)

weis darauf, daß in Ermanglung einer neuen Energiezufuhr bei den freien Wellen keinesfalls eine Steigerung der Kraft in denselben eintreten könne. Cornish meint nun, daß diese längeren und schnelleren Wellen, die wir nachher in der Dünung antreffen, schon während des Sturmes als übergeordnete Wellen vorhanden sind, daß sie aber von der Sturmsee verdeckt, nicht deutlich als solche zu erkennen sind. Er belegt diesen Gedanken noch mit der Angabe, daß selbst die größte von ihm beobachtete Geschwindigkeit der Dünung immer noch geringer ist, als die höchste Windgeschwindigkeit, welche den Beobachtungen zufolge im entsprechenden Zeitpunkt über dem kritischen Ursprungsgebiete des Seeganges geherrscht hat. Damit soll die physikalische Möglichkeit des Vorhandenseins solcher Wellen schon während des Sturmes bewiesen werden.



Abb. 101. Allmähliche Fortpflanzung der Instabilität längs des Wellenkammes. (Zu S. 162.)

Wie ich schon gesagt habe, stehen wir hier vor einem rätselhaften Vorgang. Nur eine fortgesetzte, sorgfältige Beobachtung der Natur kann uns da Aufklärung bringen. Einstweilen sind wir auf Descartes' Prinzip des „methodischen Zweifelns" angewiesen.

Es ist physikalisch zweifellos richtig, daß, wenn die Gesamtenergie der Welle langsamer verbraucht wird, als die Höhe abnimmt, dann die noch vorhandene Energie eine Zunahme der Länge bewirken muß. Dieser Vorgang wird jedoch irgendwo eine Grenze finden, von der an die Geschwindigkeiten wieder abnehmen müssen. Die innere Reibung der Wasserteilchen aneinander, welche durch die Scherungsvorgänge bei der Auf- und Abbewegung der Wasserfäden wirksam sind, ist allerdings außerordentlich gering. Es wird den Leser interessieren zu hören, daß nach den Berechnungen der Analytiker die Energie einer freien, zweidimensionalen Welle von 100 m Länge in Tropenwasser von 25 Grad Celsius vermöge der inneren Reibung allein erst in 130,6 Millionen Sekunden oder über



Abb. 102. Die letzte der Gruppe ist die höchste, ihr mächtiger Kamm ist in der Ferne sichtbar.



Abb. 103. Gewaltige Brecher. (Zu S. 164.)

4 Jahren aufgezehrt sein könnte. In der Natur wird aber durch die bei den freien Wellen alsbald eintretende seitliche Ausbreitung der Wellenkämme eine große Menge Energie verloren gehen.

Bis zu welchem Punkt kann nun aus der Abnahme der Wellenhöhe und dem Verbrauch der Gesamtenergie noch ein Überschuß verbleiben, der einer Steigerung von Länge und Geschwindigkeit zugute kommt? Haben etwa die Wellen, welche mit einer Geschwindigkeit von 25 m vor Ascension anlangen, draußen im Ozean an irgendeiner Stelle schon einmal eine größere Geschwindigkeit gehabt und ist diese also bereits im Abnehmen? Wenn man bedenkt, daß Cornish auf dem bedeutend kürzeren Weg vom Kanal bis zum Ursprungsgebiet der Dünung — dem also nach Krümmels Theorie der gleichmäßig beschleunigten Bewegung auch die geringere Geschwindigkeit entspringen müßte, — dennoch erheblich größere Längen und Geschwindigkeiten als bei den Ascension-Wellen beobachtete, so wird man die oben angeführte Möglichkeit in ernste Erwägung ziehen müssen.

Die Ansicht von Cornish, daß übergeordnete längere Wellen schon während des Sturmes vorhanden sein können, hat manche Wahrscheinlichkeit für sich. Ich habe selbst bei langandauernden schweren Stürmen beobachtet, daß die Hauptwellen von Zeit zu Zeit gewisse Verstärkungen zu erleiden scheinen, wobei es für das aufmerksame Auge so aussieht, als ob gleichzeitig mit der Hauptwelle eine in ihren äußeren Grenzen nicht so genau abzusetzende Bewegung von größerem Ausmaß im Wasser vorhanden ist.

Noch eine andere Erwägung möchte ich zu dieser verwickelten Frage vortragen, die mir bisher nirgends berücksichtigt worden zu sein scheint. Wir wissen aus dem Verhalten der Sturmwellen selbst, wie unregelmäßig die Höhen und Längen der hintereinander auftretenden Wellen selbst bei Seegang aus ein und derselben Richtung sind. Um bestimmte Größen anzugeben, führe ich einen Fall an, wo ich im westlichen Teil des Nordatlantischen Ozeans nacheinander folgende ungefähre Wellenhöhe von 4 m, 4 m, 8 m, 7 m, 3 m, 8 m, 5 m, 5 m, 8 m, 4 m, 8 m, bei ziemlich gleichbleibender Länge von ca. 90 bis 110 m zwischen den einzelnen, verschieden hohen Wellenkämmen beobachtet habe. Beispielsweise war die Entfernung des 7 m hohen Kammes von dem 3 m hohen ungefähr die gleiche wie die Entfernung des letzteren von dem nächstfolgenden 8 m hohen Kamm. Also die Geschwindigkeit dieser beiden Wellen ungefähr gleich groß, in diesem Falle ca. 12,5 m pro Sekunde; das gleiche galt für die folgenden beiden 8 m hohen Wellen, welche einen kleineren, 4 m hohen Kamm zwischen sich hatten.

Überlegen wir nun, was geschieht, wenn diese Wellen sich selbst überlassen in Dünung übergehen. Die kleinen 3 und 4 m hohen Wellen werden sich sehr rasch so stark verflachen, daß sie im Gegensatz zu den doppelt so hohen Wellen, zwischen denen sie lagen, kaum mehr bemerkbar sein werden. Die zwei ursprünglich getrennten Wellenlängen werden dann in eine neue Wellenlänge von größerer Länge zusammenfallen. Wir dürfen mit Sicherheit annehmen, daß dieser Vorgang, den natürlichen Verhältnissen entsprechend, sich beim Eintritt des Dünungsstadiums vielfach wiederholen wird, so daß alle zwischen größeren Kämmen gelegenen kleineren Erhebungen zuerst verschwinden werden. Damit würde schon, wenn zuletzt nur noch die höchsten Erhebungen übrigbleiben, eine natürliche Vergrößerung der ursprünglichen Wellenlängen erklärt sein.

Wie verhält es sich aber mit der Geschwindigkeit dieser neuen längeren Wellen? Wir berühren damit eine Frage von weittragender Bedeutung, die hier leider nicht mit der ihr gebührenden Ausführlichkeit behandelt werden kann. Wir müssen noch einmal kurz auf die Sturmwellen zurückgreifen. Die Geschwindigkeit der Wellen hängt bekanntlich, falls die Trochoidenregeln überhaupt auf diese anwendbar sein sollen, nur von ihrer Länge ab und ist unabhängig von der Höhe. Anders verhält es sich mit der Orbitalgeschwindigkeit oder der Geschwindigkeit, mit der die Wasserteilchen ihre kreisende Bewegung ausführen; diese wächst

mit zunehmender Wellenhöhe. Ferner wissen wir, daß, der Regel zufolge, jede Welle um ihre Länge fortgeschritten sein wird, wenn die Wasserteilchen innerhalb derselben ihre kreisende Bewegung vollständig ausgeführt haben. Daraus folgt, daß das Verhältnis der Fortpflanzungsgeschwindigkeit zur Orbitalgeschwindigkeit veränderlich ist und sich mit der jeweiligen Wellenhöhe ändert. Es werden also selbst zwischen zwei aufeinanderfolgenden Wellenkämmen, sobald diese von merklich ungleicher Höhe sind, sich merkliche Unterschiede in der Geschwindigkeit der kreisenden Wasserteilchen ergeben. Die verschiedenen Bewegungen müssen in den Wellentälern unmerklich ineinander übergehen. Sind aber, wie wir angenommen haben, die Wellenlängen dabei ungefähr gleich groß, so werden die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten ungefähr dieselben sein. Diese Darstellung wird man durch sorgfältige Beobachtung der natürlichen Vorgänge bestätigt finden.

Es kommt in der Natur häufig vor, daß zwischen zwei oder mehreren größeren Sturmwellen das Wasser nur kleinere, unregelmäßige Erhebungen zeigt, so daß kein Zusammenhang zwischen den Hauptwellen im Sinne einer einheitlichen Welle besteht, und jeder dieser Wellenberge ein gesondertes Dasein zu führen scheint. Bei solchen isoliert fortschreitenden Wellenzügen können zwischen der Fortpflanzungsgeschwindigkeit und der kreisenden Bewegung, welche die Teilchen innerhalb des Schwingungsbereiches des betreffenden Wellenberges ausführen, nicht mehr die von den Trochoidenregeln geforderten Beziehungen bestehen, derart, daß die Fortbewegung dieser zwei isolierten Wellen um die ganze zwischen ihnen liegende Strecke zusammenfällt mit der Vollendung der Orbitalbewegung innerhalb jedes Wellenberges. Wenn man den Abstand zwischen den beiden Kämmen aus konventionellen Gründen als Wellenlänge bezeichnen will, so wird trotzdem die fortschreitende Bewegung der Kämme nicht der Regel entsprechend proportional der vergrößerten Wellenlänge werden. Auch diese Tatsache wird durch die Beobachtung bestätigt gefunden. Ein Beispiel dafür liefert Abb. 51 im Subantarktischen Meer, von einem erhöhten Standpunkt aus den Wanten des Schiffes aufgenommen. Neben den Wellen zweiter Ordnung, welche auf der Kammlinie des großen Wellenberges im Bilde deutlich sichtbar sind, liefen die Hauptwellenzüge mit ziemlich gleicher Höhe, aber in auffallend unregelmäßiger Reihenfolge hintereinander her. Der Abstand zwischen dem Wellenkamm, den das Schiff vorher passiert hatte, und dem in der Abb. 51 sichtbaren, betrug fast 500 m, so daß offenbar kein einheitlicher Zusammenhang zwischen ihnen bestand. Auf dem Bilde ist auch der lange, fast ebene Vordergrund ersichtlich, der mit dem charakteristischen Profil eines zwischen zwei Wellenkämmen normal verlaufenden Wellentales keine Ähnlichkeit hat. Die Geschwindigkeit dieses wandernden Bergrückens konnte ich mit 17 m pro Sekunde feststellen, was nach der gewöhnlichen rechnerischen Beziehung zwischen den Wellengrößen einer Länge von ca. 200 m entsprechen würde. (Siehe auch Abb. 42.)

Kehren wir nun zu unserer Dünung zurück. Ganz analog wird bei den freien Wellen, wenn die zwischen den Hauptwellen liegenden niedrigeren Kämme zuerst erlöschen, die Geschwindigkeit der ersteren keine trochoidische Beziehung mehr zu den entsprechend vergrößerten Abständen haben. Daraus würde folgen, daß auch die Perioden solcher Wellen keine Beziehungen mehr zu den Längen und Geschwindigkeiten haben, da die Wellen als isoliert fortschreitende Gebilde zu betrachten wären.

Die hier vorgetragene Anschauung findet ihre Bestätigung in einer auf diesen Punkt bezüglichen Bemerkung Abercrombys. In der Literatur werden stets zwei Beobachtungen als Belege für die längsten gemessenen Wellenlängen angeführt. Die eine (eine Dünung) vom französischen Admiral Mottez im Atlantischen Ozean wenig nördlich vom Äquator, mit 824 m Länge (und einer Periode von 23 Sekunden), die andere (eine Sturmsee) von James Clark Roß unweit des Kaps der Guten Hoffnung mit 580 m Länge. Abercromby bemerkt dazu: „Ich kann nicht



Abb. 104. An der Küste von Tresco bei schwerem Sturm. (Zu S. 166.)

umhin anzunehmen, daß bei den extremen Längen, wie sie von Admiral Mottez und Kapitän Roß verzeichnet werden, keine Rücksicht auf eine Dazwischenkunft nachfolgender Wellen genommen ist. Zweifellos wird man solche Längen zwischen zwei besonders auffallenden Kämmen beobachten können, aber höchstwahrscheinlich würden sich schwächere Undulationen dazwischen vorfinden. Ich habe niemals die Zeit zwischen zwei Kämmen gemessen, wenn diese nicht einwandfrei zu einer einzigen einfachen Welle gehörten." (Vgl. hierzu Abb. 34.)

Wenn wir daher unseren Gedankengang bis zu Ende führen, so würde sich der Schluß ergeben, daß aus den an der Küste beobachteten Perioden die Längen und Geschwindigkeiten der betreffenden Wellen über tiefem Wasser nicht mehr rechnerisch ermittelt werden könnten.

Ich hatte einmal Gelegenheit, in unmittelbarer Nähe des Äquators auf zwei Grad Nordbreite bei völliger Windstille eine ungefähr 3 m hohe und 150 bis 120 m lange Dünung aus nördlicher Richtung anzutreffen. Da das Schiff unbeweglich lag, ließ der Kapitän ein Boot zu Wasser, um der Mannschaft Gelegenheit zu geben, das Bootsmanöver praktisch zu üben. Es ist dies bei Seegang immer eine heikle Sache, denn wenn auch das Boot in den ruhigen, glatten Undulationen der Dünung völlig sicher ist, so erfordert das Freikommen vom Schiff beim Hinabfieren und das Aufholen des Bootes doch Vorsicht und Geschick, denn während das Wasser in einem Augenblick im Niveau des Großdecks steht, liegt es im nächsten tief darunter. Wir ruderten dann in weitem Bogen um unser Schiff herum, und ich hatte die Möglichkeit, eine Reihe von Aufnahmen zu machen.

Zeitweilig war der Rumpf des Schiffes völlig hinter der Dünung verschwunden, so daß nur die Takelung zu sehen war (Abb. 30). Es war ein fesselnder Anblick, wie das Schiff, unter dem glühenden tropischen Himmel, auf dem Rücken der langen Roller mit allen Segeln majestätisch auf- und abwogte, einsam auf der weiten Fläche des Weltmeeres (Abb. 1, Titelbild).

Die Reise im Passatgebiet ist überhaupt von idealer Schönheit. Ein stetiger frischer Wind füllt die Segel und treibt das Schiff durch kobaltfarbenes Wasser in rascher Fahrt voraus, dem fernen Ziele entgegen. Die Luft ist lau und lind, von köstlichem Salzduft erfüllt, am Horizont von seltener Klarheit türmen sich herrliche weiße Wolkenburgen, hoch oben am tiefblauen Firmament ziehen in den zartesten Formgebilden die leuchtenden Eisnadeln des Atipassates.

Wenn die Sonne sinkt, empfängt uns der Zauber der tropischen Nacht. Im goldenen Mondenglanze funkelt und sprüht das Meer in tausend Farben von ungeahnter Pracht und die Wogen ziehen wie Ströme flüssigen Feuers daher. Aus dem schimmernden Abgrund der grenzenlosen Weite steigt das Kreuz des Südens am Himmel empor, wie ein strahlendes Wahrzeichen aus unendlicher Ferne.

Das Monsungebiet des Indischen Ozeans.

Die Winde im tropischen Teil des Indischen Ozeans zeigen ein von den anderen Meeren abweichendes Verhalten. Konstanter Passat findet sich daselbst nur südlich vom Äquator zwischen 10 Grad und 25 Grad Südbreite. Im nördlichen Teil dagegen herrscht eine jahreszeitliche völlige Umkehr der Windrichtung, welche durch die ungleiche Verteilung von Land und Meer zu beiden Seiten des Äquators veranlaßt wird.

Wenn im Sommer der nördlichen Halbkugel die Sonne weit vom Äquator nach Norden gerückt ist, so wird das ausgedehnte und gebirgsreiche asiatische Festland eine starke Erwärmung erfahren. Der gewaltige Bergkranz, welcher dieses Gebiet im Norden umschließt, verhindert die warme Luft am Verteilen



Abb. 105. Hohe Atlantische Dünung bei ablandigem Sturm. (Zu S. 164.)



Abb. 106. Brandung bei starkem ablandigem Wind. (Zu S. 164.)

in horizontaler Richtung; diese wird ähnlich wie in einem Kamin nach oben entweichen. Dadurch bildet sich über dem Land ein großes barometrisches Minimum, welches für die kälteren, über dem Indischen Ozean gelagerten Luftmassen wie ein ungeheurer Saugapparat wirkt. Durch die Drehung der Erde wird die Südrichtung des Windes in eine südwestliche abgelenkt — der Südwestmonsun. Im Winter treten die umgekehrten Verhältnisse ein. Das Land erkaltet schneller als das Meer; über jenem bildet sich ein Hochdruckgebiet aus, von dem der Wind als Nordostpassat dem Meere zuströmt. Nur seinen Namen hat er verändert, er wird hier Nordostmonsun genannt.

Beide Monsune erreichen ihre größte Stärke erst in großer Entfernung vom Lande, auf der Mitte des Arabischen Meeres und der Bai von Bengalen. Der winterliche Nordostmonsun ist der bedeutend schwächere Wind von beiden. Der sommerliche Südwestmonsun dagegen erreicht vor allem im Arabischen Meer eine mittlere Windstärke, welche in den Tropen sonst nirgends gefunden wird, Beaufort 6 bis 8. Der Wechsel zwischen den beiden Winden im Frühjahr wird meist durch Stillen und veränderliche Winde eingeleitet, welche weite Gebiete einnehmen. Bei zunehmender Bewölkung wird das Wetter immer unruhiger, Gewittererscheinungen und Böen treten auf, bis endlich mit Sturm und Regen der Ausbruch des Südwestmonsunes erfolgt, welches Ereignis von den englischen Seefahrern als bursting of the monsoon bezeichnet wird.

Im Monat Juli hat der Südwestmonsun seine größte Ausdehnung. Er bestreicht dann das ganze Gebiet vom Äquator bis ins Innere des asiatischen Kontinents hinein. Bei der beträchtlichen Länge der Windbahn und der nicht selten bis zum vollen Sturm anwachsenden Windstärke wird dann häufig sehr hoher Seegang herrschen, der den aus dem Golf von Aden kommenden nach Indien und Ceylon bestimmten Dampfern sehr lästig werden kann. Abb. 35 zeigt die See in einem schweren Südwestmonsun Beaufort 9 auf ca. 15 Grad Nord und 60 Grad Ost vom Brückendeck des Dampfers „Mongolia“ aus gesehen.

Von besonderem Interesse sind in dieser Gegend die den stürmischen Monsun häufig begleitenden schweren Gewitter, bei denen dann der ganze Himmel ein Flammenmeer zu sein scheint, was vor allem bei Nacht einen unbeschreiblichen Eindruck macht.

Für Segelschiffe und für die ganze Küstenfahrt in diesem Bereich sind die Monsune von größter Bedeutung. Im Monat Juli, während der Monsun am kräftigsten weht, steht an der Südostküste Arabiens eine so hohe See, daß sich die arabischen Schiffer dann nicht auf See hinauswagen. Schon den Alten waren diese wechselnden jahreszeitigen Winde bekannt. Griechische Gelehrte sprechen von den Etesien, Winden, durch welche die alten Seefahrer gezwungen wurden, zu bestimmten Zeiten mit dem Monsun von Arabien nach Ceylon zu segeln und dann dort so lange zu warten, bis der aus entgegengesetzter Richtung wehende Wind ihnen gestattete, die Rückreise anzutreten.

Die Orkane der tropischen und subtropischen Zone.

Die tropischen Meere mit ihrem Sonnenglanz, ihren milden Lüften und ihrer paradiesischen Schönheit sind die Geburtsstätte der furchtbarsten und verheerendsten Wirbelstürme, welche die Erde kennt.

Diese tropischen Zyklonen zeigen eine Anzahl wesentlicher Unterschiede gegen die Luftwirbel der höheren Breiten. Ihr Auftreten ist relativ selten und außerdem auch innerhalb der Wendekreise an ganz bestimmte Erdstellen gebunden. Ihr Durchmesser ist viel geringer, wobei aber die Anordnung der Gradienten eine solche ist, daß die Windstärke in der Nähe des Zentrums am größten ist. Das Zentrum wird meist von einem windstillen Raum umgeben. Das Fortschreiten der Wirbel



Abb. 107. In tieferem Wasser gelangt die hohe See dicht an die Felsen heran. (Zu S. 162.)

erfolgt von Ost nach West, also entgegengesetzt der durchschnittlichen Bahnrichtung der außertropischen Stürme; erst in der Nähe der Wendekreise tritt dann ein Umbiegen der Bahnen nach Osten ein. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist verschieden groß, im Durchschnitt jedoch viel geringer als bei den Depressionen der gemäßigten Zonen. Die Wirbelnatur, welche allen großen Stürmen zugrunde liegt, wurde zuerst bei den tropischen Stürmen erkannt, bei denen sie des geringeren Durchmessers und des regelmäßigen Verlaufes wegen leichter festgestellt werden konnte. Der berühmte Seefahrer Dampier hat als erster einen Orkan beschrieben, den er in Ostasien im Juli 1687 erlebt hatte; er erkennt ihn als einen großen Luftwirbel und spricht auch von dem eigentümlichen zentralen windstillen Raum.

Die Erscheinung der großen tropischen Zyklonen in den verschiedenen Meeren sind zum Gegenstand eingehender Beobachtungen und Studien von zahlreichen Forschern gemacht worden, von denen wir hier nur die bedeutendsten nennen wollen, den Amerikaner Wm. C. Redfield und den Gouverneur der Bahama-Inseln Col. Reid für die Wirbelstürme Westindiens, Piddington, Redfield und Meldrum für die des Indischen Ozeans. Ch. Meldrum auf Maritius gebührt vor allem das Verdienst, die Einbiegungen der Windrichtung gegen das Sturmzentrum wieder zur allgemeinen Anerkennung gebracht zu haben.

Der Entstehungsort aller großen tropischen Zyklonen ist in dem Gebiete niedrigen Luftdruckes zu suchen, welches zwischen den beiden Passaten oder den Monsunen gelegen ist und sich im Laufe der jährlichen Sonnenwanderung vom Äquator etwas nach Norden und Süden verschiebt. Für die Orkane des südlichen Indischen Ozeans gibt der schon erwähnte berühmte Direktor des Meteorologischen Observatoriums auf der Insel Mauritius, Ch. Meldrum, eine treffende Erklärung, die wir hier anführen wollen, weil sie in einfacher Form wesentlich zum Verständnis der Entstehungsursache tropischer Wirbelstürme überhaupt beitragen wird.

Die Orkane verdanken ihren Ursprung und ihr mehrtägiges Bestehen dem hin- und herwogenden Kampfe des äquatorialen westlichen Monsuns, und des Südostpassates bei südlicher Deklination der Sonne. Zwischen den beiden Windsystemen liegt ein Gürtel von höchster Wärme und folglicher Luftverdünnung, mit leichten veränderlichen Winden. Nach diesem Gebiet verringerten Druckes strömen der Monsun und der Passat in entgegengesetzter Richtung, wobei sie die beiderseits erzeugten Dämpfe mit sich führen.

Die Orkane sind für die Schiffahrt in den betreffenden Meeren eine schwere Gefahr wegen der ungeheuren, alle bekannten Maße überschreitenden Windstärke, der großen und plötzlichen Richtungsänderungen des Windes und der furchtbaren, unwiderstehlichen Kreuzsee, die im inneren Gebiete des Sturmfeldes herrscht.

Der gefährliche Halbkreis der fortschreitenden Orkanwirbel ist für die nördliche Halbkugel der rechte, für die südliche dagegen der linke Halbkreis.

Der Schiffsführer wird natürlich seine größte Aufmerksamkeit darauf richten müssen, Begegnungen mit solch verheerenden Stürmen zu vermeiden. Dies gilt für Dampfer ebenso wie für Segelschiffe, denn es haben schon die stattlichsten Dampfer ihren Untergang durch die Gewalt der entfesselten Elemente gefunden. Man kann aus den Anzeichen manchmal ganz richtig auf die Sturmbahn schließen und es gelingt dem Kapitän nicht selten, dem Unheil zu entfliehen. Es erfordert dies jedoch ein großes Maß seemännischer Kenntnis und Umsicht, und außerdem Glück. Unter Umständen können Segelschiffe aus der Begegnung mit einem Orkan Vorteil für eine schnelle Reise ziehen. Wenn das Schiff dieselbe Geschwindigkeit hat, mit der der Orkan fortwandert, und es also gelingt, immer im gleichen Abstand von der Mitte des Sturmfeldes zu bleiben, wird keine Änderung der Windrichtung und des Barometerstandes eintreten. Die amerikanischen Kapitäne, welche von den Häfen Ostasiens heimwärts durch den Südindischen Ozean fuhren, haben schon vor einem halben Jahrhundert diesen gefährlichen Versuch öfter mit Erfolg gemacht; man hatte ihnen dafür den ehrenvollen Namen „Zyklonenreiter“ beigelegt. Dieses

Wagnis kann aber auch mißlingen. Wir können hier keine ausführlichen Schilderungen aller Vorgänge bringen. Um jedoch dem Leser in Kürze einen Begriff davon zu vermitteln, wie schwierig für den Schiffsführer bei solchen Gelegenheiten die Entschlüsse werden können, wollen wir ein von Wales an die Meteorologische Gesellschaft in Mauritius gerichtetes Schreiben anführen, das die Verhältnisse treffend darstellt.

„. . . nehmen wir an, daß ein nach Europa bestimmtes Schiff an einen Punkt einer solchen konvergenten Windbahn gelangt ist, wo es Nordostwind Stärke 7, fallendes Barometer, bedeckten Himmel, konfusen Seegang, kurz alle Anzeichen schlechten Wetters vorfindet. Die geographische Breite ist 12 Grad Süd, die Länge 70 Grad Ost. Was soll der Schiffsführer tun? Da der Wind auf Nordost ist, so



Abb. 109. Durch Kreuzsee bewirkte Form der Brandung. (Zu S. 164.)

nimmt er an, daß das Zentrum ungefähr im Nordwest sich befindet. Er schließt aus dem Barometer und dem Wetter, daß er am Südostrande einer Zyklone sei, da er den Nordostwind, vor dem er läuft, für einen Teil eines ungefähr kreisförmigen Sturmes ansieht. Da in dieser Breite der Wirbel wahrscheinlich nach West-Südwest wandert, denkt er, daß, wenn er nach Süden segelt, er sich vom Zentrum entfernt und er also jedenfalls den Sturm ausnützen und vielleicht für mehrere Tage eine gute Reise haben wird.

Wenn nun aber der Nordostwind, von dem wir eingangs sprachen, nach dem furchtbaren Sturme hineinströmt, der in der Nähe des Zentrums wütet, und wenn dieses Zentrum statt in Nordwest in West zu Nord liegt, so wird das Schiff, nach Südwest steuernd, sich nicht vom Zentrum entfernen, sondern tatsächlich ihm nähern. Das Wetter wird aus diesem Grunde schlechter, der Wind dreht immer mehr nach Osten und der Kapitän beginnt zu zweifeln, ob der Sturm nicht doch mehr süd-



Abb. 110. Auftürmen der See über dem Kettle-Riff. (Zu S. 164.)



Abb. 111. Verwitterte Steilküste (Granit), Westseite von St. Mary, Scilly-Inseln.

wärts als er angenommen hat, sich fortpflanze, und er wird naturgemäß ängstlich und unsicher, was er tun solle. Entschließt er sich auf alle Gefahr hin zu lenzen, so findet er den Wind erst mehr und mehr nach Osten und weiterhin mehr und mehr nach Süden umgehend mit zunehmender Heftigkeit und einer immer schwerer und wilder werdenden See. Aber lenzen muß er nun, und zwar platt vor dem Winde und da er auf einer Windbahn sich befindet, die nach dem Zentrum konvergiert, so gelangt er schließlich unrettbar in den eigentlichen Orkan und damit in die äußerste Gefahr. Er kann immerhin, wenn sein Schiff gut lenzt, dicht und kräftig gebaut ist, auf die Nordwestseite des Orkans herum und so freikommen, wahrscheinlich unter Verlust einiger Spieren und Segel, aber ist doch offenbar in das hineingelaufen, zu dessen Vermeidung er vor dem Winde abhielt."

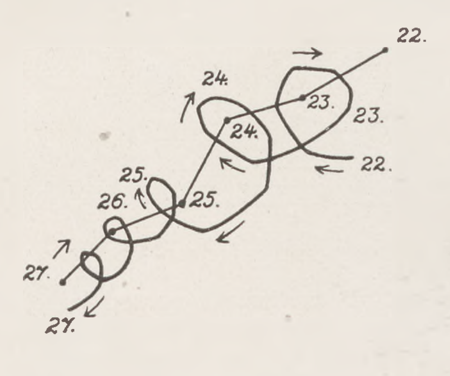
Es kann aber auch vorkommen, daß ein Schiff, nachdem es den Orkan passiert hat, abermals auf die gefährliche Seite des Wirbels getrieben wird, wie der von Piddington bearbeitete Fall der Brigg „Charles Heddle" zeigt. Das Schiff traf ungefähr 200 Seemeilen Nord zu Ost von Mauritius auf einen Orkan, der aus Ost-Südost wehte. Das Schiff lenzte fünf Tage lang vor Top und Takel genau mit dem Winde und wurde dabei fünfmal in stets engeren Bahnen um das Orkanzentrum herumgewirbelt (s. Figur d).

Über die Windgeschwindigkeiten, die bei diesen furchtbaren Naturerscheinungen vor allem auf See erreicht werden, fehlen begreiflicherweise alle Angaben. Wir können nur aus den an Küstenstationen und Inseln beobachteten Windstärken ungefähre Schlüsse auf die Gewalt des Sturmes auf See schließen, wobei wir berücksichtigen, daß die Windstärke auf offenem Meere erfahrungsgemäß größer ist, als in der Nähe des Landes. Die Anemometeraufzeichnungen in den verheerenden Zyklonen stellen auch nur unzuverlässige Werte dar, denn die Anemometer widerstehen meistens nicht und sind auch nicht auf solche Extreme geeicht. Die Windgeschwindigkeit ist mit Sicherheit erheblich größer als die größten bekannten Anemometerangaben anzunehmen; manche von den zerstörenden Wirkungen, welche

beobachtet worden sind, besonders das Eindringen vom Sturme fortgeschleuderter Gegenstände in Holz oder Erde lassen sich nur mit der Wirkung von Geschützen vergleichen.

Von den verschiedenen in der Literatur gegebenen Schilderungen möchte ich hier kurz den Bericht Meldrums über den Orkan auf Mauritius vom 29. April 1892 anführen, weil dieser auch gewissermaßen einen interessanten Ausnahmefall darstellt.

Freitag den 29. April 1892 schritt ein furchtbarer Orkan über die Insel und die Stadt Port Louis weg. Das Observatorium hielt eine Gefahr für die Insel für ausgeschlossen; man hatte bis dahin angenommen, daß Orkane auf Mauritius nur in der Zeit zwischen Dezember und April vorkämen; nach dem 12. April war hier noch nie ein Orkan beobachtet worden, außerdem hatten alle früheren großen Orkane mit dem Wind aus Südost begonnen. Da am 29. April der Wind aus Nordost anfing, so meldete die Meteorologische Station, daß der Sturm nördlich der Insel vorüberziehen und die durchschnittliche Windstärke nicht größer als ca. 25 m pro Sekunde sein würde. Mittags hatte der Wind, NE ½ E, schon 30 m



Bahn des Orkanes

Figur d) Brigg „Charles Heddle“ im Orkan.

pro Sekunde, das Barometer zeigte 738,1 mm; um 1 Uhr nachmittags betrug die Windgeschwindigkeit 43 m pro Sekunde, Barometer 724,3 mm.

Der Sturm wehte fürchterlich. Immerhin war noch kein bedeutender Schaden entstanden. Um 2 Uhr 26 Minuten nachmittags erreichte das Barometer mit 710,6 mm seinen tiefsten Stand; es war dies der tiefste bisher in Mauritius abgelesene. Das Zentrum der Zyklone lag über der Insel. Es trat eine Pause von einstündiger Dauer ein, die Sonne durchbrach die dunklen Wolken, eine schwache Brise wehte vom nördlichen Teil der Insel. Die Einwohner glaubten, daß alle Gefahren nun endgültig vorüber seien. Der Wind drehte dann langsam nach West-Nordwest mit gelegentlichen Schwankungen nach West-Südwest.

Plötzlich vernahm man ein zischendes Geräusch aus Südwest und jäh wie ein Donnerschlag brach die erste Bö von entsetzlicher Gewalt über die Stadt herein. Alle Gebäude erbebten, Bretter, Schindeln, Dachbleche, Bäume wurden in weitem Wurfe zerstreut. Wieder trat eine kurze, beklemmende Stille ein. Dann folgten rasch nacheinander jene furchtbaren betäubenden Böen, welche auf ihrem Weg alles Eigentum und Leben zerstörten. Die Windgeschwindigkeit erreichte vor der Vernichtung des Anemometers 54 m pro Sekunde.

Der Engel des Todes flog über das Land. Die Wohnhäuser von Port Louis, die Kirchen, die öffentlichen Gebäude begannen einzustürzen, in ihrem Falle die Menschen begrabend. Ein Drittel der Stadt wurde in Trümmer gelegt, 1500 Men-



Abb. 112. Abend in Hell-Bay, Inseln Bryher, Scilly.

schen wurden getötet, 3000 schwer verletzt, 25 000 obdachlos und gänzlich ruiniert. Sämtliche Schiffe im Hafen wurden zerstört oder schwer beschädigt. Es gibt kein Beispiel in den Annalen der Kolonie von einem solch verheerenden Sturm.

Das Ganze war das Werk einer kurzen Stunde. Abends war der Himmel klar und die Sterne schienen in vollem Glanze. Am folgenden Tag stieg eine herrliche Sonne über den Ruinen der einst schönen Stadt auf.

Schwere orkanartige Stürme, die ganz den Charakter echter Wirbelstürme und auch die Herkunft aus den tropischen Gebieten zeigen, finden sich manchmal in Gegenden, in denen sonst keine tropischen Zyklonen vorzukommen pflegen.

Im Juli 1911 ereignete sich im subtropischen Teil des Südatlantischen Ozeans ein solcher Sturm, der in mancher Beziehung von großem Interesse ist. Die Deutsche Seewarte in Hamburg hat diesen bemerkenswerten Sturm zum Gegenstand einer eigenen Untersuchung gemacht. Der Ursprung und die Entwicklung des Minimums ließen sich an der Hand der Schiffstagebücher zahlreicher Dampfer und mehrerer Segelschiffe, welche die einzelnen Phasen des Sturmes erlebten, genau verfolgen.

Das Tiefdruckgebiet entstand über der Küste von Mittelbrasilien und teilte sich in zwei Teile; während der eine Teil in 20 Grad Südbreite liegen blieb, wanderte der andere in südöstlicher Richtung fort.

Interessant ist nun, daß vier große Segler, Petschili, Pirna, Susanne und Nomia, die alle Anfang Juni in kurzen Abständen von verschiedenen Salpeterhäfen der Westküste um Kap Horn die Heimreise nach Europa angetreten hatten, alle direkt in diesen großen fortschreitenden Sturmwirbel hineinliefen. Die Anzeichen dieses auffälligen atmosphärischen Vorganges machten sich in einer Entfernung von über 600 Seemeilen von dem Orte geltend, wo die Schiffe drei Tage später den Orkan antrafen.

Ich befand mich damals auf dem Segler Pirna auf der Fahrt von Iquique nach Hamburg und hatte das Glück, das seltene Naturereignis mitzuerleben, das ich an der Hand meines Tagebuches hier schildern möchte.

8. Juli, Mittagsposition: 45° 14′ südl. Br. 42° 23′ w. L. Bar. 763,9 mm.

Das Wetter war schön, die Luft sah passatähnlich aus, teils ganz klar, teils starke Wolkenbildung. Der stürmische Nordwestwind, der an den beiden vorhergehenden Tagen ununterbrochen geweht und uns in rascher Fahrt nach Norden gebracht hatte, flaute um 7 Uhr morgens ab und drehte langsam durch Südwest und Süd, bis er gegen Abend aus Süd-Südost in Stärke 3 bis 4 kam. Der Seegang war ganz leicht.

9. Juli, Mittagsposition: 43° 28′ südl. Br. 40° 47′ w. L. Bar. 768 mm.

Im Laufe des Vormittags nahmen Luft und Wolken ein eigenartiges Aussehen an. Am ganzen östlichen Himmel stand eine Kumulusbank, etwas höher und darüber greifend hingen streifenförmige Wolkengebilde herab, die so aussahen, als ob dort der Regen in Strömen herabkäme. Wenn die Sonne dagegen schien, bekam das Ganze ein gelbliches, verwaschenes, dunstiges Aussehen. Von diesem Gebilde löste sich ungefähr stündlich eine Bö, in Stärke 7; die durchschnittliche Windstärke betrug tagsüber Beaufort 5.

Gegen Abend nahm der Wind zu und die Böen wurden steifer. Zwischen den Wolken erschienen Luft und Himmel ganz klar und von eigentümlich heller Färbung. Wenn in den Böen die Wolken über die Sonne zogen, konnte man ihre Strahlen in seltsamer Weise nach allen Richtungen auseinanderschießen sehen.

Ein herrlicher Sonnenuntergang folgte. Als der Unterrand der Sonne sich dem Horizont näherte, war ihre Farbe ein leuchtendes Gelb. Sie färbte sich aber im weiteren Hinabsinken rasch blutigrot, während die Wolken in ihrer Umgebung in den wunderbarsten und leuchtendsten Farben glühten, die ich je in meinem Leben gesehen. Auch der östliche Himmel bot im Augenblick des Sonnenuntergangs



Abb. 113. Vom Sturm gejagte Riesenwogen.



Abb. 114. Wilde See, W. 11. (Zu S. 166.)

ein prächtiges Bild; die tief herabhängenden Haarwolken waren purpurn gefärbt, es sah aus, als ob dort blutigrotes Wasser herabströme. Als die Sonne ca. 3 Grad unter dem Horizont stand, konnte man am westlichen Himmel das „erste Purpurlicht" in nie gesehener Pracht bewundern.

In dieser Nacht zeigte der Mond einen doppelten Hof; er war umgeben von einem Dunstring von schmutzig gelblich-rötlicher Farbe, um den sich ein riesiger Hof von blaßgelber Farbe zog.

10. Juli, Mittagsposition: 39° 41′ südl. Br. 37° 52′ w. L. Bar. 774,6 m.

Der Sonnenaufgang zeigte prächtige Strahlenbrechung in den Wolken. Das Wetter blieb genau wie am Tage vorher, nur die Windstärke nahm langsam zu. Mittags hatten wir eine Distanz von 284 Seemeilen in den letzten 24 Stunden zurückgelegt. Das Barometer stieg immer noch und erreichte um 9 Uhr abends mit 776,4 mm seinen höchsten Stand; von da ab begann es langsam zu fallen.

Nachmittags kam eine grobe See auf, hohe Wellen, Seegang 6. Die Wolkenbildung nahm über dem ganzen Himmel langsam zu. Der Sonnenuntergang brachte uns ein seltsames Schauspiel. Die Strahlenbildung in der Umgebung der Sonne war überaus prächtig, wie glühende Feuergarben schossen die Lichtstreifen zwischen den Wolken hervor. Aber auch am gegenüberliegenden östlichen Himmel zeigte sich ein riesiges Flammenbündel, dessen Scheitel unter dem Horizont lag; es sah so aus, als ob dort noch eine Sonne untergehe. Keiner von uns an Bord hatte je so etwas gesehen. Angesichts aller dieser Erscheinungen mußten wir uns sagen, daß ein außergewöhnliches Naturereignis sich vorbereite.

Von 10 Uhr abends an nahmen die Böen an Heftigkeit zu, und führten Regen und Hagel mit sich. Wir machten alle Segel fest bis auf Untersegel und Obermarssegel.

11. Juli, Mittagsposition: 36° 2′ südl. Br. 35° 51′ w. L. Bar. 774,1 mm.

Die Wolkenbildung nahm weiter zu, in den Böen war oft der ganze Himmel bedeckt. Zwischendurch kam aber wieder die Sonne für längere Zeit zum Vorschein. Auch der Wind nahm beständig zu. Von Mittag ab wehte bereits anhaltender Sturm, Stärke 9 mit schweren Böen, die in Zwischenräumen von 20—30 Minuten herangezogen kamen und öfter Stärke 10 erreichten. Wir führten Obermarssegel und gereffte Fock und liefen mit 12 Seemeilen Fahrt. Da gab es manche spannende Momente. Sowie man eine Bö am Horizont heraufziehen sah, ertönte die Pfeife des Kapitäns: „Klar bei den Marsfallen!" Dann brauste die Bö daher, das Schiff bebte und raste durch schäumenden Gischt dahin. Die Leute standen an Deck und alles sah gespannt auf den Kapitän. Immer unheimlicher wurde der Druck in den Segeln und immer wilder die Fahrt. Und plötzlich kam mitten in dem brausenden Sturm der schrille Ton der Pfeife: „Los die Marsfallen!"

Es stand eine hohe See aus Ost-Südost, die sich mit einer andern aus Süd-Südost kreuzte, dazu kam noch eine geringere aus Süd-Südwest. Trotz der Kreuzsee nahm das Schiff nur wenig Wasser über. Es sah manchmal gefährlich aus, wenn die wilde See sich unmittelbar neben dem Schiff auftürmte und über Deck zu stürzen drohte; aber es kam nicht dazu, das Schiff war schon davongelaufen.

Die Sonne ging hinter zerrissenen Wolken unter. Die herrliche Färbung der vorhergehenden Tage war verschwunden, nur die Strahlenbildung zeigte sich wieder in besonderer Stärke und Ausbreitung.

Der Mond war in der Nacht von einem schleierigen Dunstkreis umgeben, der aus fünf unterscheidbaren Ringen bestand. Um Mitternacht stand der Mond im Zenit. Man konnte deutlich sehen, wie in großer Höhe die Wolken aus Nord-Nordwest zogen. Um 4 Uhr morgens war der Himmel völlig bedeckt.

12. Juli, Mittagsposition: 33° 37′ südl. Br. 33° 54′ w. L. Bar. 761,5 mm.

Von Mitternacht bis 4 Uhr morgens drehte der Wind nach Ost und wuchs zur Stärke 10 an; es kam eine sehr hohe See auf, Süd-Südost und Süd-Südwest Kreuzsee, das Schiff wand sich zwischen den Wellen hindurch ohne vorläufig schwere

Brecher überzunehmen. Kurz nach 4 Uhr a. m. mußten wir Großsegel, Vor- und Kreuzobermarssegel festmachen. Es war uns inzwischen vollkommen klar geworden, was uns bevorstand. Es galt nun auf der Hut zu sein, um nicht direkt in das Zentrum des Sturmes hineinzulaufen. Das Barometer fiel andauernd.

Der Himmel war vollständig mit schwerem Kumulo-Nimbus-Gewölk bedeckt, die Luft wurde ganz schmierig und war mit Regen erfüllt. Die Windstärke wuchs rapid; da es auch in Anbetracht der immer bedrohlicher werdenden Kreuzsee unmöglich wurde, weiteren Fortgang zu machen, entschloß sich der Kapitän gegen 10 Uhr Vormittag, sein Schiff auf Steuerbordhalsen beizudrehen. Fock und Großobermarssegel bekamen wir gerade noch geborgen, als plötzlich der Orkan mit einer furchtbaren Bö aus Süd-Südost hereinbrach.

Die Wolken hingen so dicht auf die See nieder, daß sie das Wasser zu berühren schienen. Einzelne Böen waren von wolkenbruchartigem Regen begleitet, so daß man dann kaum eine halbe Schiffslänge weit zu sehen vermochte. Zwischendrin wurde es dann für kurze Minuten etwas handiger, die ich zum Photographieren benützen konnte. Nachmittags jagte mit entsetzlicher Gewalt eine Bö über das Schiff weg, die volle Orkanesstärke erreichte. Wir glaubten jeden Augenblick, die Untermarssegel würden in Stücken davon fliegen; wunderbarerweise hielt jedoch alles stand.

Einen beängstigenden Anblick bot die See. Aus drei Richtungen, Süd-Südost, Ost-Südost und Süd-Südwest, liefen die Wellen daher und türmten sich zu hohen, spitzen Bergen auf. (Abb. 38, 39.) Das Schiff konnte sich der wilden See nicht erwehren und wurde fürchterlich hin und her geworfen; von beiden Seiten schlugen beständig gewaltige Wassermassen an Deck.

In dem wirren Durcheinander von Formen war es fast unmöglich, mit irgendwelcher Genauigkeit Wellendimensionen feststellen zu wollen. Die Länge der einzelnen Wellenzüge war schwer zu erkennen, wegen der ständigen Interferenzen mit den anderen. Immerhin glaubte ich, die größten einfachen Wellenlängen aus Süd-Südost mit rund 100 m angeben zu können. Noch schwerer war es, die Höhen zu bestimmen. Die barometrische Messung ergab Durchschnittswerte von 7—8 m; aber die höchsten Wellen konnten auf diese Weise nicht ermittelt werden, denn die Wellenkämme bestanden nicht aus breiten, langen Rücken, auf die das Schiff hinaufstieg, sondern die höchsten Erhebungen bildeten unregelmäßige, pyramidenförmige Gebilde, die sich drohend von allen Seiten erhoben. Ich schätzte gemeinsam mit Kapitän Wolf die höchsten Spitzen auf 10—11 m Höhe. Dazwischen erschienen oft plötzlich tiefe, trichterförmige Einsenkungen, die einen unheimlichen Eindruck machten. (Abb. 40.) Diese Kreuzsee ist es, die für die Schiffe eine viel größere Gefahr darstellt, als selbst die extremsten Windstärken. Sie kann im inneren Gebiete mancher Zyklonen eine solche unwiderstehliche Gewalt erreichen, daß selbst große Dampfer dabei den Untergang finden.

13. Juli. Kurz vor Mitternacht erreichte das Barometer mit 753,6 mm seinen tiefsten Stand und begann dann alsbald zu steigen. Zugleich drehte der Wind nach Süd, ein Zeichen, daß das Minimum sich nun entfernte. Auf der Rückseite der abziehenden Depression wehte der Wind noch anfangs mit orkanartiger Gewalt, wurde in den Morgenstunden schwächer und blies dann noch in stürmischen Böen aus südwestlicher Richtung bis zum Vormittag. Dann folgte eine überaus rasche Abnahme des Windes und ein Aufklaren der schweren Wolkendecke. Den gleichen Abend genossen wir bei schönem Wetter wieder einen prächtigen Sonnenuntergang.

Auf der Höhe der La Platamündung und weiter südlich bis nach Kap Corrientes treffen die von Europa kommenden Segelschiffe, die sich hier allgemein näher an Land zu halten pflegen, auf eine bedeutsame Wettererscheinung, die speziell dieser Meeresgegend eigentümlich ist und den Schiffer zu größter Vorsicht veranlaßt, den Pampero.

Der Name Pampero wird diesen Stürmen, welche oft weit in See hinausreichen, gegeben, weil sie über der argentinischen Pampa entstehen. Die Pamperos entstehen in einem Gebiete, wo abwechselnd durch polare und äquatoriale Winde große und plötzliche Schwankungen der Temperatur und des atmosphärischen Druckes hervorgerufen werden. Zuerst weht einige Tage lang der äquatoriale Nordwind, welcher große Massen warmer Luft aus den Hochflächen herbeiführt. Dadurch steigert sich die Temperatur bedeutend, die stark aufgelockerten Luftmassen strömen nach oben hin ab, der Luftdruck sinkt rasch. Auf diese Weise entsteht eine tiefe Depression, in welche der gegen den Uhrzeiger anlaufende Wind als kalter polarer Luftstrom aus südlicher Richtung mit großer Kraft hineinweht.

Ich hatte auf der Ausreise nach Kap Horn an Bord des Segelschiffes „Posen" im Januar 1909 Gelegenheit, den Verlauf der Erscheinungen bei einem Pampero aus eigener Erfahrung kennen zu lernen.

Wir befanden uns am 29. Januar in 30 Grad südl. Breite. An den beiden vorhergegangenen Tagen hatten wir ganz leichten nördlichen Wind mit zeitweiser völliger Stille und ganz glatter See. In den Nachmittagsstunden erschien jedesmal eine Wolkenbank im Südwest, aus welcher bis spät in die Nacht hinein Blitze niederfuhren. Es kam aber dabei zu keinem Wind. An dem betreffenden Tage weht Vormittag mäßiger Wind aus Nord bis Nord-Nordwest. Die Luft erscheint besonders am südwestlichen Horizont sehr diesig, die Hitze ist drückend, das Thermometer im Inneren des Schiffes zeigt 30 Grad C, das Barometer ist im raschen Fall begriffen. In den ersten Nachmittagsstunden bedeckt sich der Himmel mit langen Cirro-Stratuswolken, der Wind flaut ab und es wird völlig still. Das Schiff liegt mit schlaff herunterhängenden Segeln unbeweglich und steuerlos da. Eine dumpfe Schwüle lagert über der See und legt sich allen wie Blei in die Glieder.

Aber schnell und unvermutet kommt Leben in die erschlafften Körper. Plötzlich erscheint im Südwest eine eigentümlich geformte Wolke, eine Art Wulstkumulus, aus der grelle Blitze niederfahren, die bekannte und gefürchtete Pamperowolke. Im nächsten Augenblick schallt der Befehl über Deck: „Alle Mann in die Toppen, alle Segel fest."

Mit unheimlicher Schnelligkeit kommt der Wolkenbogen immer höher heraufgezogen. Auch auf der See können wir das Herannahen des Sturmes verfolgen, da wo die hell erscheinende Fläche mit der gelblich schwarzen Wolkenmasse zu verschmelzen scheint. Aber noch regt sich kein Hauch, alles ist totenstill. Fieberhaft arbeitet die Mannschaft in den Toppen, um die Segel zu bergen. Wir stehen ganz unter dem Banne einer noch nie geschauten Naturerscheinung.

Dann hört man plötzlich in der Ferne sekundenlang einen seltsam tönenden Klang, wie einen gewaltigen Posaunenton, und mit einem Male bricht das Unwetter mit fürchterlicher Kraft über uns herein. Es wird unheimlich finster und flammende Blitze fahren von allen Seiten nieder. In wenigen Minuten bildet das Meer eine schaumbedeckte Fläche, die sich in der herrschenden Dunkelheit leuchtend von dem pechschwarzen Himmel abhebt (Abb. 37). Das Schiff legt sich schwer nach Lee über, alle Segel, die nicht mehr festgemacht werden konnten, fliegen in Fetzen davon.

Und ebenso plötzlich wie er gekommen, verschwindet der Sturm. Der Wind drehte rasch durch Süd nach Südost und flaut ab. Die Mannschaft hatte tagelang Arbeit, den Schaden, der in einer kurzen halben Stunde an Segel und Takelung angerichtet war, wieder auszubessern.

Die meisten Pamperos sind den Schiffen nicht gefährlich, da sie nicht so heftig werden, aber sicher ist man vor ihnen nie, da man ihre Gewalt nicht vorher bestimmen kann. In einem orkanartigen Pampero ist z. B. vor einer Reihe von Jahren der große französische Fünfmaster „La France" zugrunde gegangen. Die Geschichte der Strandung des deutschen Dampfers „Rugia" schildert anschaulich sein Kapitän Höfer im 163. Heft der „Meereskunde": Im Pampero-Sturm.



Abb. 115. Ungeheure tosende Wassermassen stürmen gegen die Küste. (Zu S. 166.)

5. Das Südliche Weltmeer[1]).

Wir pflegen die Meere der Erde in ihrer Gesamtheit als das Weltmeer zu bezeichnen. Auf der nördlichen Halbkugel sind die Haupträume der Ozeane durch Landmassen voneinander geschieden und auch südlich vom Äquator bis nach 40 Grad südl. Breite finden wir eine Trennung der Meeresräume durch die Ausläufer der großen Kontinente und die weiten, zusammenhängenden Inselgruppen Australiens.

Erst südlich vom 40. Breitegrad tritt uns das charakteristische Merkmal der südlichen Hemisphäre entgegen. In einer Breite, welcher auf der Nordhalbkugel die von Mittelitalien entspricht, hört hier jedes Land auf. Inmitten einer un-



Abb. 116. Einsame Welten.

geheuren, zusammenhängenden Wasserfläche weist nur noch einsam das Kap Horn in die Fernen der Antarktis hinaus.

Hier liegt der wahre Weltozean, das den Erdball umspannende Südliche Weltmeer.

Ein ununterbrochener Ring westlicher Winde umschließt das ganze Gebiet. Zu allen Jahreszeiten herrscht rauhes und wildes Wetter und die Stürme wehen oft tage- und wochenlang.

Die eigenartigen meteorologischen Verhältnisse der südlichen Halbkugel haben schon das Erstaunen der großen Forschungsreisenden des 18. Jahrhunderts erregt, namentlich aber seit den Beobachtungen des berühmten Entdeckers der antarktischen Regionen James Clark Roß zu Anfang des 19. Jahrhunderts wurde die

[1]) Ich fasse die ohne jede Trennungslinie in eine einzige Wasserfläche verschmelzenden drei Ozeane, den Stillen, Atlantischen und Indischen, unter der Bezeichnung das „Südliche Weltmeer" zusammen. —



Abb. 117. Der 14. Februar 1914 auf Scilly.

Aufmerksamkeit der Naturforscher ganz besonders auf jene auffallenden Erscheinungen gelenkt.

Wir haben bereits auf S. 67 das Entstehen der subtropischen Hochdruckzonen erwähnt, welche ihre Entstehung der äquatorwärts stauenden Wirkung der in höheren Breiten mit starken westöstlichen Geschwindigkeiten rotierenden Luftmassen verdanken. Auf der nördlichen Halbkugel stört die Einlagerung der großen Kontinente die freie Entwicklung der Luftströmungen. Auf der südlichen Halbkugel dagegen sehen wir diesen Wulst hohen Luftdrucks um den 30. und 35. Breitegrad über den Ozeanen am stärksten ausgeprägt, weil über den freien Wasserflächen die großen Luftwirbel sich am kräftigsten ausbilden können.

Von dem hohen Luftdruck der südlichen subtropischen Zone gelangen wir in raschem Übergang in das Gebiet des je weiter südwärts um so tiefer fallenden



Abb. 118. Westküste von Cornwall bei St. Ives.

Barometers, das schließlich zwischen 50 und 60 Grad südl. Breite so niedrige Jahresmittel aufweist, wie sie auf Nordbreite nirgends angetroffen werden. Der außerordentlich niedrige Luftdruck jenseits von 40 Grad südl. Breite hat die Aufmerksamkeit lange Zeit hindurch in Anspruch genommen und man hat sich vergeblich bemüht, ihn zu erklären. Ferrell hat zuerst den Zusammenhang zwischen dem besonders hohen Druck der subtropischen Breiten mit dem erstaunlich niedrigen in den höheren Breiten der südlichen Hemisphäre nachgewiesen, und erkannt, daß letzterer die Ursache des ersteren, die Zentrifugalkraft des vollkommen ausgebildeten Wirbelringes der den Südpol umkreisenden Westwinde aber die Ursache von beiden ist.

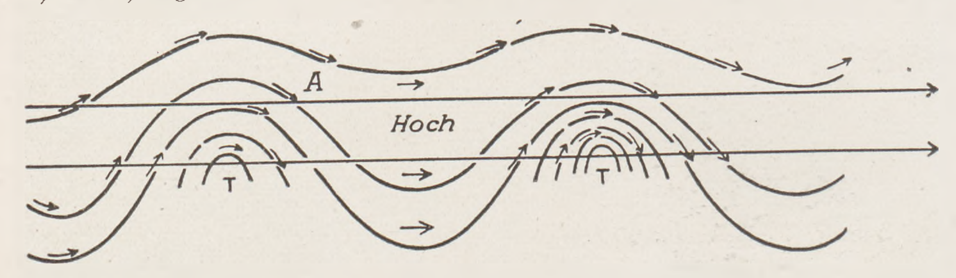
Die barometrischen Depressionen, denen die Stürme dieser Regionen ihr Dasein verdanken, zeigen ein von den übrigen atmosphärischen Erscheinungen der Erde abweichendes Verhalten. Die Zentren der Hauptminima ziehen in höheren Breiten, meist zwischen 55 und 60 Grad südl. Breite von Westen nach Osten rings um die

Erde. Von diesen spalten sich in rascher Aufeinanderfolge und Fortpflanzung Teildepressionen ab, deren Bahnen nördlich der Hauptzugstraßen an der äußersten Südgrenze des Weltverkehrs liegen.

Diese Teilminima bilden keine allseitig ausgebildeten Luftwirbel, wie wir sie in den entsprechenden Breiten der Nordhalbkugel doch zumeist antreffen, sondern stellen sich als von Westen nach Osten wandernde, nach Süden geneigte Rinnen niedrigen Luftdrucks dar, mit dazwischenliegenden, gleichfalls nach Süden abfallenden Rücken höheren Druckes. Die Figur e, welche eine Kopie des von Kapitän Toynbee zur Erklärung gegebenen allgemeinen Bildes ist, läßt die daraus resultierenden Windverhältnisse deutlich erkennen.

Es ist ersichtlich, daß für einen längs des nördlichen langen Pfeiles, etwa bei A, befindlichen Beobachter, beim Vorübergang des Sturmfeldes die Änderung der Windrichtung nur eine geringe sein wird.

Auf der südlichen Halbkugel findet die Luftbewegung um das Minimum in entgegengesetzter Richtung wie auf der Nordseite statt, so daß wir also im Norden des Minimums die Westwinde antreffen werden. Die Drehung des Windes während des Sturmes vollzieht sich demnach von rechts nach links also gegen den Uhrzeiger. Die Stürme beginnen bei fallendem Barometer aus nordwestlicher Richtung und drehen nach Vorübergang des Tiefs bei steigendem Glase



Figur e) Verteilung des Luftdrucks und der Windrichtungen in den höheren südlichen Breiten.

nach Südwest. Die Größe der Winddrehung hängt natürlich von der jeweiligen Form der Depression ab, und es kommen hier manche Verschiedenheiten vor. Die Anordnung der Isobaren ist aber häufig eine solche, daß die Windrichtung andauernd nur zwischen West-Nordwest und West-Südwest schwankt. Es tritt auch öfter der Fall ein, daß die eine Seite der Depression nur schwache Gradienten aufweist, während die steilen Gradienten mit großer Windstärke sich auf der anderen Seite befinden. Dann tritt überhaupt keine nennenswerte Änderung des Windes ein und der Sturm bläst ununterbrochen aus einer Richtung. Wenn wir bedenken, daß diese sturmbringenden atmosphärischen Gebilde in rascher Folge einherziehen, können wir uns eine ungefähre Vorstellung machen, welche außergewöhnlichen Wind- und Wetterverhältnisse in diesen Gegenden herrschen.

Ein Wechsel in den Jahreszeiten ist kaum zu erkennen. In allen Monaten ist der Himmel mit schweren, düsteren Wolken bedeckt und die westlichen Stürme sind von Regen und Schnee begleitet. Die Luft- und Wassertemperaturen sind das ganze Jahr hindurch sehr niedrig und die Unterschiede in den extremen Monaten nur gering. Für die Kap Horn-Region kann ich aus meinen eigenen Aufzeichnungen für verschiedene Monate des Jahres folgende Werte angeben:

Der Februar ist der wärmste Monat; für den Zeitraum von 7 Tagen, die wir zwischen 55 Grad und 56 Grad südl. Br. in der Umgebung von Kap Horn zubrachten, ergab sich eine durchschnittliche Mittagstemperatur von 6,2° C. Die tiefste Temperatur hatten wir am 19. Februar auf 58 Grad 54 Min. südl. Br. und 69 Grad 40 Min. westl. L. mit 2,9° C um 5 Uhr a. m. und 3,1° C um 12 Uhr mit-



Abb. 119. An der Steilküste von Cornwall. (Zu S. 166.)

tags. Die durchschnittliche Wassertemperatur betrug zwischen 4 und 5° C. Im Monat Juli, dem kältesten Monat des Jahres, fanden wir in der gleichen Breite zwischen 55 und 56 Grad eine durchschnittliche Lufttemperatur von 3,8° C und ein Minimum von 1,6° auf 57 Grad 6 Min. südl. Br. und 67 Grad 11 Min. westl. L. Die durchschnittliche Wassertemperatur schwankte zwischen 3 und 4° C.

Diese einzigartigen Verhältnisse der südlichen Hemisphäre kommen uns erst richtig zum Bewußtsein, wenn wir die an unseren eigenen Küsten herrschenden Bedingungen damit vergleichen. Der oben angeführten Breite von 55 Grad Süd in der Kap Horn-Region entspricht in der Nordsee die im Sommer von Tausenden besuchte Insel Sylt. Man stelle sich das Badeleben vor, das bei einer Hochsommertemperatur von 6° C und einer Wassertemperatur von 5° C herrschen würde! Noch drastischer und eindrucksvoller werden die Unterschiede, wenn wir die in entgegengesetzten Breiten liegenden Inseln betrachten. So haben z. B. Süd-Georgien und die Bouvet-Inseln die gleiche geographische Breite wie die Insel Rügen, mit ihren herrlichen Laubwäldern, ihren Wiesen, Getreidefeldern und Obstbäumen. Süd-Georgien aber gehört zu den rauhesten Bergländern der Welt; es ist mit ewigem Schnee und gewaltigen Gletschern bedeckt, deren mächtige Eisströme sich bis ins Meer herabsenken. Und die Bouvet-Insel ist ähnlich wie Grönland von einem einzigen riesigen Eismantel überzogen. —

Über die Natur der Stürme, welche den Südlichen Weltozean heimsuchen, kann man sich nur schwer eine richtige Vorstellung machen. Die Seefahrer berichten von endlosen Sturmperioden und unerhörten Windstärken; aber genauere Messungen liegen nur von einigen wenigen, auf Inseln gelegenen Beobachtungspunkten vor, die uns ein ungefähres Bild jener Verhältnisse geben. Alle Expeditionen, die des „Challenger", der „Arkona", „Gazelle", „Valdivia", des „Gauß", welche die Kerguelen (auf 49° südl. Br. und etwa dem Längengrade der Indusmündung) besuchten, haben mit Nachdruck das grauenhafte Wetter hervorgehoben, das dieser sonst überaus malerischen und fesselnden Insel beschieden ist. Roß berichtet, daß von den 68 Tagen, die sein Schiff im Weihnachtshafen zubrachte, 45 Sturmtage waren und daß nur an 3 Tagen kein Regen oder Schnee fiel.

O. Nordenskiöld berichtet über die Stürme, welche die schwedische Expedition bei Snow Hill auf Graham-Land im Süden der Kap Horn-Region erlebte. Die Aufzeichnungen der Windgeschwindigkeit erfolgten mit Schalenkreuzanemometer, so daß also nur mittlere Windgeschwindigkeiten erhalten wurden.

Der längste Sturm währte nicht weniger als 164 Stunden, also beinahe ununterbrochen 7 Tage; der zweitlängste steht mit 161 Stunden Zeitdauer nicht weit hinter ersterem zurück. Es folgen dann Sturmperioden von 96 Stunden, mehrere zu 72 und eine größere Anzahl zu 40 bis 50 Stunden. Im ganzen hatte die Station Snow Hill im Beobachtungsjahr 1902—03 86 Tage mit Sturm, also im Durchschnitt jeden vierten Tag einen. Was nun die beobachteten Windgeschwindigkeiten anlangt, so wurde bei mehreren der langdauernden Stürme über 90% aller Stunden durch eine mittlere Windgeschwindigkeit, die größer als 21 m pro Sekunde war, charakterisiert. Die höchste mittlere Windgeschwindigkeit weist die imposante Zahl von 28,9 m pro Sekunde während einer Zeit von 53 Stunden und die zweithöchste 26,7 m pro Sekunde während 54 Stunden auf. Das absolute Maximum der Windstärke erreichte etwas über 34 m pro Sekunde als Stundenmittel, wobei natürlich in den einzelnen Stößen noch bedeutend höhere Windstärken erreicht worden sind. Wenn man sich vergegenwärtigt, was wir an anderer Stelle über Schwankungen der Windstärke und höchste und mittlere Windgeschwindigkeiten gesagt haben, so wird man aus obigen Angaben über die Stundenmittel auf den Charakter dieser fürchterlichen Stürme schließen können.

Die Journale der in hohen südlichen Breiten von Westen nach Osten segelnden Schiffe geben über die Dauer der einzelnen Stürme unklare Vorstellungen, weil die Schiffe längere Zeit im Bereich der mit ihnen fortschreitenden Depres-



Abb. 120. Bei orkanartigem Sturm, Küste von Cornwall. (Zu S. 166.)

ſionen bleiben können. Aber die Beobachtungen der weſtwärts um Kap Horn beſtimmten Schiffe, die im Sturm beigedreht liegen, geben Aufſchluß über die wahre Länge der dort herrſchenden Stürme.

Ich entnehme dem Segelhandbuch der Deutſchen Seewarte aus vielen Auszügen nur zwei, die ſich außerdem auch nur auf die Gegend im Oſten des Meridians von Kap Horn beziehen: 1. S. „Neſaia“, Kapitän Peterſen, in 58 Grad ſüdl. Br., 63 Grad weſtl. L. Anfang des Sturmes Nord Bf. 10, Höhe Weſt 11—12, Ende Südweſt 8, Dauer des Sturmes 130 Stunden. 2. S. „Birma“, Kapitän F. Hullmann, in 56 Grad ſüdl. Br., 63 Grad weſtl. L. Anfang des Sturmes Nordweſt Bf. 8, Höhe Südweſt 11, Ende Südweſt 9. Dauer des Sturmes 78 Stunden. —

Es iſt verſtändlich, daß dieſe außerordentlichen Naturverhältniſſe auch eine beſondere Wirkung auf die Meeresoberfläche haben.

Das Südliche Weltmeer iſt die Heimat der gewaltigen Sturmwellen, die von jeher das Erſtaunen und die Bewunderung aller Reiſenden erregt haben.

Es werden ſich natürlich auch da die mannigfachſten Beziehungen zwiſchen Wind und Wellen, und Wellen in den verſchiedenſten Stadien der Entwicklung finden; aber ungleich häufiger als anderswo wird der Beobachter den ausgebildeten Seegang antreffen, der dann hier ſolche Dimenſionen erreicht, wie ſie in keinem anderen Meere der Welt je geſehen wurden.

Durch die den Breitekreiſen parallel gerichteten Bahnen der Depreſſion und die geringen Änderungen der Windrichtung wird ein nur aus einer Richtung laufender, wunderbar einheitlicher Seegang erzeugt. Wie lang der Weg iſt, den die Depreſſionen tatſächlich als Eigengebilde zurücklegen können, wiſſen wir nicht genau. Aber aus zuverläſſigen Beobachtungen müſſen wir entnehmen, daß die bei den Kerguelen vorüberziehenden Minima faſt ſämtlich als Fortſetzung von Depreſſionen zu betrachten ſind, welche ſchon im Südatlantiſchen Ozean entſtanden ſind, oder auch bereits den 5000 Seemeilen langen Weg von Kap Horn her zurückgelegt haben.

In den Wellen, die zuſammen mit dem Sturmfeld über unermeßliche Meeresräume daherwandern, iſt eine ungeheure Summe lebendiger Kraft aufgeſpeichert. Die Wellen ſchließen ſich zu weit ausgedehnten gleichmäßigen Kämmen zuſammen, die in breit ausladender mächtiger Front fortſchreiten. Die Höhe, Länge und ſeitliche Ausbreitung ſtellt eine geradezu phänomenale Waſſermaſſe dar, die ſich in Bewegung befindet. (Abb. 42, 43, 51.)

Auf der Oberfläche dieſer Wogengiganten ſind alle zuſammengeſetzten Formen geringerer Größe verſchwunden, denn die geſamte Wellenmaſſe iſt in einer gewaltigen einheitlichen Schwingung begriffen. (Abb. 49, 55.)

Es ſind keine Wellen mehr, es ſind wandernde, ſchneebedeckte Berge, die mit Schnellzugsgeſchwindigkeit den Ozean durcheilen.

Von den der Beobachtung zugänglich gewordenen maximalen Dimenſionen wollen wir hier nur einige anführen. R. Abercromby, der die Höhen nur mit dem Aneroid beſtimmte, fand im Südpazifiſchen Ozean in 55 Grad ſüdl. Br., 105 Grad weſtl. L. die höchſten Wellen mit 13,8 m bei einer Länge von 230 m. Dabei wurde aber auf der ganzen Reiſe von Auſtralien her nur das durchſchnittlich ſchlechte Wetter dieſer Breiten angetroffen, und die Windſtärke an dem betreffenden Tage betrug nur Bf. 9. Dieſer vielgereiſte und erfahrene Mann bemerkt dann in ſeinem Bericht, mit Bezug auf die größtmöglichen Höhen in dieſen Gegenden, daß nach ſeiner Anſicht unter beſonderen Umſtänden maximale Höhen bis zu 60 Fuß = 18 m vorkommen dürften.

Kapitän Hugh David fand im Auguſt 1907 zwiſchen 45 Grad 30 Min. ſüdl. Br., 61 Grad öſtl. L. und 46 Grad 45 Min. ſüdl. Br., 98 Grad 25 Min. öſtl. L., alſo zwiſchen St. Paul und Kerguelen bei Wind Weſt 9 Wellenhöhen zwiſchen 38 und 50 Fuß



Abb. 121. Der Angriff des Meeres auf die Küste. (Zu S. 166.)

und Längen von 600—750 Fuß. Auch hier ist die Windstärke weit von einem Maximum entfernt. Kapitän Percy Howe zwischen Kap der Guten Hoffnung und Adelaide berichtet von einer Sturmperiode von 21 Tagen, der längsten, die er je erlebt. Wenn das Schiff auf ebenem Kiel zwischen zwei Wellen lag, überragten die heranrollenden Wogen den Horizont um ein beträchtliches Stück; da die Augenhöhe von der Brücke 45 Fuß betrug, so schätzte der Kapitän die Wellenhöhe auf mindestens 50 Fuß = 15 m. Die Länge des Schiffes betrug 480 Fuß = 144 m; danach wurde die Länge der Wellen zu 750 Fuß = 225 m geschätzt. Die längsten Wellen werden von Major Leonard Darwin angegeben, wieder zwischen Kap der Guten Hoffnung und Australien. Die Länge des Schiffes betrug 400 Fuß = 120 m. Darwin beobachtete sehr genau die Länge der einzelnen Wogen und kam zu dem Ergebnis, daß sie ungefähr dreimal solang als die Schiffslänge waren = 1200 Fuß oder 360 m. Hier hat offenbar schon das Stadium eintretender Dünung vorgelegen. Kapitän Ch. Le Mult, Bark „Oskar", berichtet von einem orkanartigen Sturm, den er in 48 Grad 7 Min. südl. Br. und 85 Grad 5 Min. östl. L. durchgemacht hat. Der Kapitän schätzte die Höhe der Wellen auf 15 m, die Länge derselben auf 200—250 m und sagt im Schiffsjournal wörtlich: „Ich füge hinzu, daß ich während einer 35jährigen Fahrtzeit zu See, davon 18 Jahre als Kapitän, keine solch hohen Wellenberge beobachtet habe, obwohl ich wiederholt Taifune in der Chinasee und viele schwere Stürme bei den Umseglungen von Kap Horn erlebte."

Ich habe im Juni-Juli 1913 zwischen Kap der Guten Hoffnung und Adelaide wiederholt sehr schweren Seegang angetroffen. Auf der Agulhas-Bank, südöstlich vom Kap, rollte bei stürmischem Südwestwind eine furchtbare, steile See, deren Höhe 7–8 m betrug, die aber weit schlimmer erschien, wegen der geringen Länge von nur 70—80 m. Ich fand den Seegang steiler und wilder im Bereich der Bank als außerhalb derselben im Agulhas-Strom, obgleich hier die Richtung des Stromes dem Seegang entgegengesetzt ist. (Abb. 58.)

Weiter südlich trafen wir dann auf die Riesen, die hier beheimatet sind. Mein Kapitän bemerkte treffend, als ich neben ihm an Deck eine Aufnahme machte: „monarchs of the sea." (Abb. 59.) — In der Gegend der Kerguelen brachte uns ein mehrtägiger Sturm, der aus West-Nordwest die Stärke 11 erreichte, am 17. Juli 1913 auf 44 Grad 48 Min. südl. Br., 81 Grad 15 Min. östl. L. den höchsten Seegang der Reise. Die größte mit dem Aneroid gemessene Wellenhöhe betrug 12 m, die größte ermittelte Länge 220—240 m. (Abb. 60, 61.) Aus den photographischen Aufnahmen ist deutlich ersichtlich, wie durch die Wirkung des Regens die kapillaren Kräuselungen gedämpft und die Bildung der langen Schaumfäden verhindert wurde.

Es ist verschiedentlich die Ansicht geäußert worden, daß die Wellen im indischen Abschnitt des großen Subantarktischen Weltmeeres am mächtigsten seien. Es dürfte schwer fallen, diese Frage zu entscheiden, weil keine Beobachtung den Schluß zuläßt, ein absolutes Höchstmaß darzustellen, und die in Betracht zu ziehenden Umstände allzu mannigfach sind.

Ich selbst habe die höchsten Wellen einer vieljährigen Fahrzeit auf den Meeren der Erde in der Kap Horn-Region und den hohen Breiten des Südpazifischen angetroffen, die den für den Indischen Ozean gegebenen höchsten Werten nicht wesentlich nachstehen. Ich will nur einige an bestimmten Tagen von mir beobachtete Höchstwerte anführen.

Am 13. Februar 1909 in 55° 5′ südl. Br., 63° 41′ westl. L. wurde bei Wind West-Südwest Stärke 11 eine Wellenhöhe von 12 m und eine Länge von 180 m gemessen. (Abb. 45.)

Am 20. Februar 1909 in 58° 21′ südl. Br., 73° 36′ westl. L. wurde bei Wind West 11—12 eine Wellenlänge von 14 m und eine Länge von 220—250 m gemessen. (Abb. 55, 62.)



Abb. 123. Hohe Klippenbrandung. Der Meeresspiegel liegt zirka 12 m unterhalb des äußeren Randes des Felsens, ebenso bei Abb. 122, 124, 125. (Zu S. 167.)

Am 24. April 1911 in 51° 31′ südl. Br., 80° 58′ w. L. wurde bei Wind Nord-Nordwest 10—11 eine Wellenhöhe von 10—12 m und eine Länge von 160 m gemessen (Abb. 41, 48, 49).

Am 25. April 1911 in 49° 40′ südl. Br., 81° 50′ w. L. wurde bei Wind West-Südwest 10—11 eine Wellenhöhe von 12—13 m und eine Länge von 240—280 m gemessen. (Abb. 63, 64.) Nachmittag desselben Tages bei Wind 7—8 abflauend eine Dünung von 10—11 m Höhe und 320—340 m Länge. (Abb. 67.)

Vergleichen wir diese Angaben mit den für den Nordatlantischen Ozean gefundenen Werten. Wohl wird eine Steigerung der Höhe um ein Viertel von 11—12 m auf 14—15 m schon einen großen Eindruck machen. Was aber den Beobachter in den südlichen Meeren am meisten in Erstaunen versetzt, ist die ungeheure Länge und seitliche Ausbreitung der Wellen. Gegenüber dem Nordatlantischen Ozean sind daselbst die Wellenlängen verdoppelt und die Ausdehnung der Kammlinie kann das Drei- und Vierfache betragen.

Wir können uns nun die Frage vorlegen, ob diese Wellenmaße die höchsten sind, die überhaupt vorkommen, oder ob dann und wann noch höhere auftreten können. Für das Südliche Meer dürften Höhen von 15 m in Ausnahmefällen als absolut verbürgt angesehen werden. Den Angaben erfahrener Kapitäne, die gewöhnt sind, sachverständig und vorsichtig zu schätzen, kann unbedingt Vertrauen geschenkt werden. Abercrombys zuverlässige Aneroidbestimmungen haben bei nicht voll entwickeltem Seegang 13,8 m ergeben; seine Ansicht über die maximalen Höhen wurde schon mitgeteilt. Meine eigenen Messungen mit dem Aneroid haben einwandfreie Höhen von 14 m ergeben, alle zweifelhaften Beobachtungen habe ich ausgeschaltet. G. Schott, der von der richtigen Ansicht ausgeht, daß auch bei Windstärke 12, beim vollen Orkan, die weitere Steigerung der Höhen der in den nächstniederen Stärkegraden erzielten, entsprechen müsse, kommt zu dem Schluß, „daß Wellen von mehr als höchstens 18 m kaum vorkommen dürften, und eine wirkliche Höhe von 15 m schon eine ganz außerordentliche ist“.

Irgendeine physikalische Grenze, die in den Wellen selbst läge, ist dem Wachstum der Wellen nicht gesetzt [1]).

Die Grenze liegt nur in den Windverhältnissen der irdischen Meere begründet, bei denen ein gewisses Maß und eine bestimmte Dauer der Einwirkung für ge-

---

[1]) Der stationäre Zustand, d. i. der Zustand, wo die Wellengeschwindigkeit gleich groß wie die Windgeschwindigkeit ist, wird bei sturmgetriebenen Wellen nicht erreicht, wenn wir die höchste Windgeschwindigkeit damit vergleichen. Ich möchte es mir nicht versagen, hier eine kurze Bemerkung beizufügen, die allerdings nur für Kenner ist.

Sir G. G. Stokes hat berechnet, daß permanente Wellen, d. i. solche, die sich mit unveränderter Gestalt fortpflanzen, symmetrisch sein müssen zu vertikalen Ebenen, welche durch ihre Kämme gelegt werden. Anderseits haben sowohl Stokes wie Helmholtz gezeigt, daß für einzelne Reihen von Wellen vom permanenten Typus die größte Steilheit derselben erreicht wird, wenn die Geschwindigkeit von Wind und Wellen gleich groß ist, — das stationäre System von Helmholtz. Die Beobachtung zeigt uns in der Natur ein gerade gegensätzliches Verhalten.

Die Sturmwellen (in tiefem Wasser) sind am steilsten, wenn der Unterschied zwischen beiden Geschwindigkeiten groß ist. Auch in den beständigen Passatwinden finden wir nirgends Anhaltspunkte dafür, das der „ausgewachsene Seegang“ oder das stationäre System von Stokes oder Helmholtz eintritt.

Prof. Horace Lamb, der berühmte Mathematiker, schreibt darüber in einer an die Akademie der Wissenschaften gerichteten „Presidential address“: „Die mögliche Form von Wellen des permanenten Typus . . . ist vom mathematischen Gesichtspunkt aus sehr interessant . . . aber soviel ich weiß, ist keine Begründung dafür gegeben worden, warum Wasserwellen die Neigung bekunden sollten, eine Form anzunehmen, die mit den Bedingungen der Permanenz übereinstimmn würde.“ —



Abb. 124. In gewaltigen Explosionen werden die Wassermassen emporgeschleudert. (Zu S. 167.)



Abb. 125. Klippenbrandung bei schwerem Sturm. (Zu S. 167.)

wöhnlich nicht überschritten werden. Unter außerordentlichen, vielleicht nur in langen Zwischenräumen einmal vorkommenden Umständen, können darum auch die Bedingungen für das Zustandekommen höherer Wellen gegeben sein. In den endlosen Weiten des Subantarktischen Meeres kann sich manches Ereignis abspielen, das noch keinen Zeugen gefunden hat.

Für den einzelnen Beobachter sind erfahrungsgemäß wirklich sehr hohe Wellen eine große Seltenheit. Man erlebt viel schlechtes Wetter mit einer durchschnittlich hohen See, aber man muß schon viele und lange Reisen machen, um nur einmal den höchsten Seegang zu schauen. Der berühmte Weltumsegler Admiral Fitzroy sagt, daß selbst während langer auf See verbrachter Jahre ein Mensch nur ein- bis zweimal in seinem Leben eine außergewöhnlich hohe See beobachten wird. Diese Ansicht wird jeder Seefahrer bestätigen können; jeder von uns trägt meist nur eine besondere Erinnerung im Herzen, die über allen anderen steht.

In diesen Regionen eines gleichmäßig und einheitlich ausgebildeten Seeganges finden wir Gelegenheit, interessante und wichtige Erscheinungen zu beobachten, die in den anderen Meeren nicht so klar und eindeutig zu erkennen sind, weshalb die Besprechung dieser Punkte erst an dieser Stelle erfolgen soll.

Wir haben bereits erwähnt, daß die Wellen auch bei Sturm von ungleicher Höhe sind. Dieses periodische Anwachsen und Abflauen des Seeganges ist um so deutlicher zu beobachten, je gleichmäßiger die Bewegung im Wasser ist. Wir sehen dann, daß die hohen Wellen in Gruppen von 3, 4 und auch 5 und mehr auftreten, und durch Zwischenräume mit schwächerem Seegang getrennt sind. In dem Bestreben, diese Erscheinung zu erklären, ist die Ansicht geäußert worden, daß dieselbe mit den Böen der Stürme zusammenhängt, in denen für kürzere oder längere Dauer eine bedeutend höhere Windstärke herrscht.

Nun habe ich bei verschiedenen Gelegenheiten feststellen können, daß die Pausen zwischen den hohen Wellen um so kürzer sind, je voller ausgebildet der Seegang und je schwerer und ausgedehnter der Sturm ist, ohne Rücksicht auf die Häufigkeit und Dauer der Böen. Auch habe ich selbst bei stundenlang fortgesetzten Beobachtungen an bestimmten Tagen nie einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Wellengruppen und den Böen gefunden, da die Wellengruppen in unregelmäßiger Folge, sowohl während der Dauer der Böen, als auch in den Intervallen, aufzutreten pflegten.

Die großen Wellen sind das Produkt der über weite Meeresräume hin angesammelten Energie, sie müssen also vor ihrem Eintreffen am Beobachtungsort schon einen langen Weg zurückgelegt haben. Wir müssen also das Fortschreiten der ganzen Depression zu ihren Eigenschaften in Beziehung bringen.

Damit aber innerhalb der fortschreitenden Depression bestimmte Abschnitte mit größerer Windstärke bestimmten Wellengruppen größere Impulse vermitteln könnten, müßten diese Böenstellen ebenfalls in unveränderter Gestalt über weite Räume fortwandern, d. h. die Lage der Isobaren und alle atmosphärischen Bedingungen und Vorgänge, welche die Luftströmung im Sturm verursachen, müßten durch lange Zeit unverändert bleiben. Wenn aber innerhalb des Bereiches einer bestimmten Windrichtung die Böenstellen der fortschreitenden Depression, durch Verschiebung der Isobaren und sonstige Einflüsse, bald an dieser, bald an jener Stelle zu liegen kommen, wie es die natürlichen Verhältnisse sehr wahrscheinlich machen, so wird die Kraftübertragung auf bestimmte fortschreitende Wellensysteme unregelmäßig sein und auf diese Weise keine Gruppenbewegung im Zusammenhang mit den Böenstellen in der Depression zustande kommen können.

Ich möchte das Entstehen von Wellengruppen auf Interferenzen übergeordneter Wellen mit größeren Schwingungsamplituden zurückführen. —

Auch die Dünungen oder freien Wellen treten in Gruppenform auf. Die Gruppenbewegung der Wellen als solche stellt eine der wichtigsten Erscheinungen der Wellenbewegung überhaupt dar. Wir können hier auf die, durch experimentelle Untersuchungen an künstlich erzeugten Wellen gewonnenen Resultate nicht eingehen. Es soll nur auf die bedeutsame Tatsache aufmerksam gemacht werden, daß ein Wellenzug nicht als Ganzes unverändert durchs Wasser fortschreitet. Die jeweils vorderste Welle verflacht sich am schnellsten, da ihr keine Welle vorangeht, die sie unterstützt. Wenn sie verschwunden ist, wird die ihr nachfolgende zur vordersten, bis auch diese wieder der nächsten weichen muß. Dabei nimmt die Zahl der Wellen in der Gruppe nicht ab, sondern für die erlöschende vorderste Welle bildet sich hinten eine neue. Das nachstehende Zahlenschema ist eine ausgezeichnete Darstellung des Vorganges durch Cornish. Die vorderste, erlöschende Welle wird in der folgenden Zahlenreihe als neu entstehende rückwärts angesetzt. Man sieht, wie die Welle, die in einem Zeitpunkte die hinterste ist, durch die ganze Gruppe vorrückt. Die Gruppe schreitet also mit der halben Geschwindigkeit der einzelnen Welle fort. Dieser Vorgang ist analytisch und experimentell untersucht worden; wie sich aber die ozeanischen Wellengruppen in Wirklichkeit verhalten, ist bis jetzt ein ungeklärtes Problem geblieben.

```
1 2 3 4 5 6 7
  7 1 2 3 4 5 6
    6 7 1 2 3 4 5
      5 6 7 1 2 3 4
        4 5 6 7 1 2 3
          3 4 5 6 7 1 2
            2 3 4 5 6 7 1
              1 2 3 4 5 6 7
```

Auf diesen weiten Meeresräumen, wo dauernd eine Dünung irgendwo unterwegs ist, ergeben sich häufig bemerkenswerte Verhältnisse beim Zusammentreffen einer hohen Dünung mit einem neuen Sturmfeld.

Wenn eine rasch laufende Dünung von rückwärts in ein langsam fortschreitendes Sturmfeld mit eigenem Seegang hineinläuft, wird die Dünung sofort zur Verstärkung des Seeganges beitragen. Die kürzeren Sturmwellen werden sowohl die Berge wie die Täler der Dünung bedecken und je nach der Größe der Sturmsee wird die Dünung als solche undeutlich werden; dafür tritt eine je nach Zusammenfallen der verschiedenen Bewegungen periodische Steigerung der Wellen ein.

Entwickeln sich die Sturmwellen rasch genug, so tritt bald eine gewisse Verschmelzung beider Bewegungen ein. Die Abbildungen 63, 64 zeigen einen solchen Fall. Tags zuvor hatten wir Wind Nord-Nordwest 10—11 gehabt, der abends abflaute. Gegen 4 Uhr a. m. kam der Wind aus West-Südwest Stärke 10 und nahm später bis Stärke 11 zu. Der Seegang war erst in Entwicklung begriffen. Gegen 7 Uhr a. m. erschien plötzlich aus Südwest eine rasch laufende, sehr hohe Dünung. Die kleineren Sturmwellen waren anfangs auf der Oberfläche der Dünung sehr deutlich zu unterscheiden (Abb. 63). Die Sturmsee nahm dann sehr rasch zu, so daß gegen 11 Uhr a. m. ein sehr hoher einheitlicher Seegang lief, bei dem aber auch die periodische Übereinanderlagerung der Formen noch zu erkennen war (Abb. 64).

Ein anderer Fall tritt ein, wenn über einem fortschreitenden Dünungsfeld ein Sturm erst entsteht. Man könnte nun meinen, daß der Sturm diese Dünung sofort steigern und ihr den Charakter der Sturmsee, aus der sie hervorgegangen, wiedergegeben wird. Dies ist jedoch nicht ohne weiteres der Fall. Es wird davon abhängen, in welchem Alter die Dünung von dem neuen Sturm getroffen wird.

Das Entscheidende dabei ist die Geschwindigkeit, welche die Wasserteilchen bei ihrer kreisenden Bewegung noch besitzen. Je größer diese ist, desto weniger vermag der Sturm Veränderungen auf der Oberfläche der großen Dünungswellen hervorzurufen (siehe auch S. 14) und diese werden unter seiner Einwirkung bald wieder alle Eigenschaften der Sturmwellen annehmen.

Meistens wird jedoch der Fall eintreten, daß die Dünung, die vom Sturme getroffen wird, schon das flachere und langgestrecktere Profil der freien Wellen angenommen hat. Wie wir schon hörten, wird ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit zwar groß sein, die Orbitalgeschwindigkeit der Wasserteilchen jedoch schon bedeutend abgenommen haben. (Siehe S. 60, 114.) Dann wird der Sturm auf der Oberfläche der langen Dünungswellen ein ganz selbständiges System neuer Wellen erzeugen. Es wird von dem Wachstum dieser Wellen und den Eigenschaften der abklingenden Dünung abhängen, wie weit eine Verstärkung der beiden Bewegungen sich entwickeln wird. (Abb. 68, 69.)

Das Navigieren in diesem einsamen, wilden Meere hat von jeher zu den schwierigsten Aufgaben der Seefahrer gehört. Wenn wir die Reiseberichte der großen Entdecker lesen, deren Fahrten in den hohen südlichen Breiten bis an die Grenzen des ewigen Eises rings um die Erde sich zogen, von James Clark Roß, Cook, Biscoe, Bellinghausen u. a. finden wir darin eindrucksvolle Schilderungen der dauernden Kämpfe, welche diese kühnen Männer auf ihren kleinen hölzernen Schiffen mit einer unbeschreiblich rauhen und furchtbaren Natur zu bestehen hatten.

Für die moderne Schiffahrt spielt sich der Verkehr hauptsächlich in der Richtung von West nach Ost ab. Die Dampfer, die durch den südlichen Indischen Ozean nach Australien und Neuseeland fahren, kehren meist durch den Südpazifischen nach Europa zurück, auf diese Weise stets Wind und Seegang von achtern behaltend. Auch so haben sie noch manches Erlebnis zu verzeichnen. Die Reisen der Segelschiffe im südlichen Indischen und Stillen Ozean vollziehen sich durchweg nach Osten. Im Bereich der stürmischen Westwinde sind kühne und schnelle Fahrten gemacht worden, die hervorragende seemännische Leistungen darstellen. Manches Schiff ist hier vor dem rasenden Sturm tagelang in wilder Fahrt um sein Leben gelaufen, während hinter ihm die unerbittlichen Gegner anstürmten.

Unter allen Seglerwegen der Erde ist die Reise westwärts um das Kap Horn die berühmteste und berüchtigtste geworden, nicht wegen der schnellen, sondern wegen der vielfach endlosen Reisen und der ungeheuren Schwierigkeiten, welche die Umsegelung dieses einsamen, sturmumbrausten Wächters vor den Toren der Antarktis bereitet. Vor allem in früheren Zeiten, als die Schiffe noch kleiner und die meteorologischen Verhältnisse dieser Gegend noch weniger bekannt waren, bildete das Kap Horn den Schrecken aller Seefahrer.

Als durch Aufblühen des Salpeterhandels in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts ein reger Segelschiffverkehr mit der Westküste Südamerikas einsetzte, waren es in erster Linie deutsche Kapitäne, die die eigenartigen meteorologischen Verhältnisse richtig erkannt und ausgenutzt und damit die Reisen oft erheblich abgekürzt haben. Die Umsegelung des auf 56 Grad Südbreite liegenden Kaps führte die Schiffe ohnedies weit hinunter in einsame, wilde Regionen; man scheute sich, noch tiefer einzudringen in die unbekannten Fernen des Antarktischen Meeres. In geringem Abstande von der Südküste Feuerlands versuchten die Schiffe in kurzen Schlagbugen gegen Wind und See nach Westen zu gelangen. Auf diese Weise kamen oft schier endlose Reisen zusammen. Es ist gar keine Seltenheit, in den älteren Schiffstagebüchern Kap Horn-Umsegelungen von 50- und 60tägiger Dauer zu finden, und noch viel längere Reisen sind da vermerkt. Es geht eine Sage von einem deutschen Kapitän, der mit einer Anzahl Nachbarschiffen lange Wochen hindurch sich vergeblich bemühte, gegen dauernde West-



Abb. 126. Peninnis Head, St. Mary, Scilly-Inseln. Das Bild zeigt die horizontale und vertikale Dekomposition des Granits.

stürme auch nur den Meridian von Kap Horn zu erreichen. Endlich riß ihm die Geduld. Er machte kurz entschlossen kehrt. Mit den anhaltenden Weststürmen segelte er ostwärts durch den Südatlantischen Ozean, durchfuhr den Indischen und den südlichen Stillen Ozean in der ganzen Ausdehnung und gelangte auf diese Weise an seinen Bestimmungsort nach Valparaiso. Die Sage weiß ferner davon zu berichten, daß er noch vor seinen Mitseglern anlangte.

Der berühmte Kapitän Hilgendorf war einer der ersten, der erkannte, daß gerade ein Aufsuchen hoher südlicher Breiten viel günstigere Bedingungen für rasche Fahrten gewährt. Der Grund liegt darin, daß bei dem von uns schon geschilderten Verhalten der Depressionen die vorwaltenden Windrichtungen Nordwest bis Südwest am vorteilhaftesten ausgenützt werden können, wenn die über jeden Bug abgesegelte Strecke möglichst groß wird.

Da die Umsegelung von Kap Horn zu den klassischen Reisen der Segelschiffahrt gehört, so will ich Verlauf und Eindrücke auf Grund von Erlebnissen auf vier Fahrten an Bord der deutschen Segler „Posen", „Pirna" und „Passat" von der Hamburger Reederei F. Laeisz kurz schildern.

Die Kap Horn-Region wird vom 50. Grad südl. Br. im Atlantischen Ozean bis zum 50. Grad im Stillen Ozean gerechnet. Während der erste Abschnitt in Lee der patagonischen Küste meist ziemlich rasch durchlaufen wird, beginnen mit dem Passieren der Staaten-Insel die eigentlichen Schwierigkeiten. Von da ab gestaltet sich in den meisten Fällen die Fahrt nach Westen zu einem fortwährenden Kampf gegen Wind und Seegang. Die Wetterlage, die man hier antrifft, ist von großer Bedeutung für das weitere Vorwärtskommen; gerade an dieser Stelle werden die Schiffe häufig lange aufgehalten. Auf drei Reisen erhielten wir hier schweren Südweststurm, der, von hohem und wildem Seegang begleitet, uns zum

Beidrehen zwang. Dabei treiben die Schiffe zurück, und kostbare Meilen Westlänge gehen verloren. In diesem Abschnitt der Fahrt wird das Bestreben des Schiffers darauf gerichtet sein müssen, möglichst freien Seeraum zum Ausnützen der Winde aus den westlichen Richtungen zu bekommen. Am günstigsten ist hier ein Sturm aus Nordwest, mit dem man je länger er anhält, desto weiter nach Süden und Westen gelangen kann.

Auf der Reise mit S. „Pirna" erhielten wir nach längerem unfreiwilligen Aufenthalt in dieser Gegend, nach voraufgegangener Windstille, Nordweststurm Stärke 10. Jetzt galt es die verlorene Zeit wieder einzubringen. Es gab interessante und aufregende Momente an Deck. Im vollen Sturm wurden Segel gesetzt, gereffte Untersegel und Obermarssegel und Kurs nach Südwest aufgenommen. Dann kamen unvergeßliche Stunden, während wir in einem großartigen Ozeanrennen mit der gewaltigen See in wilder Fahrt um die Wette liefen. Unter dem ungeheuren Winddruck lag das Schiff so schwer über, daß in Lee dauernd das Wasser über die Schanzkleidung hereinbrach und diese selbst zeitweilig völlig in schäumendem Strudel verschwand; schwere Seen brachen von Luv über Deck herein und vier Mann waren kaum imstande, das Ruder zu halten.

Solche Momente gehören zu den schönsten im Leben eines seefahrenden Mannes; vom Schiffsführer fordern sie höchste Aufmerksamkeit und Geschicklichkeit. Sowie das mit dem Nordweststurm beständig fallende Barometer im Fallen innehält, steht die Änderung nahe bevor. Der Nordweststurm wird entweder Strich für Strich oder plötzlich in schwerer Bö nach Südwest ausschießen. Und je tiefer das Barometer gefallen ist, je härter der Nordweststurm geweht hat, desto schwerer wird der Sturm aus südwestlicher Richtung sein. Das auf Steuerbordhalsen segelnde Schiff muß rechtzeitig auf den andern Bug gelegt werden, denn der von der andern Seite einfallende Südweststurm würde das Schiff in die größte Gefahr bringen. Auf diese Weise ist schon mancher Segler entmastet worden. Auch darf mit dem Wenden des Schiffes nicht so lange gewartet werden, bis etwa der Nordweststurm eine solch fürchterliche Gewalt, und die See eine solche Mächtigkeit erreicht haben, daß kein Manöver mehr möglich ist. Der Kapitän wird mit Rücksicht auf die Sicherheit des Schiffes gezwungen sein, rechtzeitig beizudrehen. Die Arbeiten an Deck und in den Masten sind für die Mannschaft ebenso anstrengend wie gefahrvoll. Verletzungen durch die überkommenden Wassermassen sind häufig. Mancher Seemann hat sein Grab in der tosenden See gefunden, indem ein gewaltiger Brecher ihn über Bord spülte. Auf schwer arbeitendem Schiffe müssen die Matrosen hinauf auf die Rahen, um Segel zu setzen oder zu bergen. Ich habe öfters gesehen, daß acht Mann eine Stunde brauchten, um ein voll Wasser gesogenes, schweres Großsegel im Sturme festzumachen.

Ist nun ein Schiff weit genug nach Süden gelangt, so kann es den auf den Nordweststurm folgenden Südwest ausnützen, um auf Backbordhalsen nach Nordwest zu segeln. Auf diese Weise wird es sich langsam immer mehr nach Westen vorarbeiten. In dem südlichen Abschnitt der Fahrt bieten Winde, die nur wenig von der Westrichtung abweichen, die ungünstigste Gelegenheit, Westlänge zu gewinnen. Die Rahe-Schiffe können, wenn sie bei Sturm und hoher See noch segeln sollen, höchstens sieben Strich an den Wind gelegt werden, so daß sie bei Westwind auf Backbordhalsen Nord zu West, auf Steuerbordhalsen Süd zu West anliegen können, und in keinem Fall einen nennenswerten Fortschritt nach Westen erzielen werden.

Wir sind auf S. „Posen" mehrere Tage lang vor Untermarssegel beigedreht gelegen, ohne die Möglichkeit, irgendeinen Fortgang zu machen. Ein Sturm folgte dem andern; wenn einer vorüber war, hatten wir öfter stundenlang Windstille, bis dann plötzlich ein neuer hereinbrach.

Der schwerste dieser Stürme kündigte sich durch eine seltsame und wunderbare Erscheinung an. Am Abend vorher war es fast völlig still geworden. Der

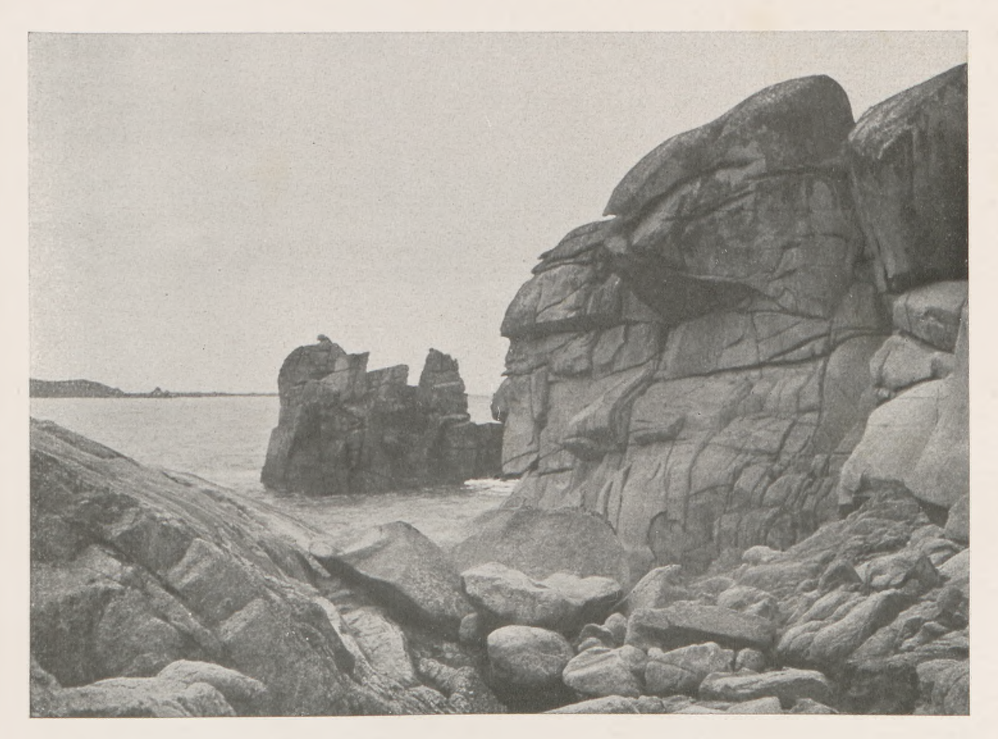


Abb. 127. Steilküste an der Südwestseite von St. Mary, Scilly.

Himmel war mit pechschwarzem Gewölk dicht verhangen; etwas merkwürdig Unheimliches lag in der Luft. In der Nacht weckte mich der Kapitän. Wir standen dann lange wortlos an Deck. An den Rahen entlang, die Pardunen und Wanten auf und ab, längs den Stahltrossen liefen feurige Kugeln, hoch oben von den Masten, von den Enden der Rahen, aus allen Spitzen sprühten bläuliche Flammenbüschel, das ganze Schiff phosphoreszierte im magischen Glanze des Sankt-Elmsfeuers. Die ganze Luft war elektrisch geladen. Am schwarzen Nachthimmel loderte es auf in glühender Pracht. Gewaltiger Feuerschein zerteilte die Wolken, so daß man sekundenlang in ferne, leuchtende Welten zu sehen glaubte. — Über das himmlische Flammenspiel brach dann der Sturm mit orkanartiger Gewalt herein und brachte uns in seinem Verlauf einen Seegang von erhabener Größe.

Ich habe mich damals gefragt, wie ein Dichter den Eindruck schildern, wie ein Maler das unerhörte Schauspiel auf die Leinwand bannen würde. Wenn man oben auf dem Rücken eines Wogengiganten war, blickte man wie auf eine wild zerklüftete Gebirgslandschaft, in der wandernde Berge in langen Reihen einherzuziehen schienen; und wenn das Schiff in die ungeheuren Abgründe der Wellentäler versank, sah man dicht vor Augen den nächsten Riesen anstürmen, himmelhoch, schaumgekrönt, unwiderstehlich. Mit dem Schiffe spielte die See wie mit einem Ball. Sie rüttelte und schüttelte es, daß es bis in seine innersten Nähte erbebte; unablässig warf sie es hin und her, so daß oft die Enden der Rahen die Wellen zu berühren schienen und die Schanzkleidung ganz unter Wasser verschwand. Dann wieder stürzten gewaltige Wassermassen brausend über Deck (Abb. 56). Jeder Verkehr auf dem Schiff war aufs äußerste erschwert und das Großdeck oft gänzlich unpassierbar. Es war der höchste Seegang, den ich je gesehen habe (Abb. 50, 55, 62).

Die furchtbarste Windstärke jedoch brachte der folgende Sturm, der nicht so lange dauerte, aber für kurze Zeit als voller Orkan wehte und das Schiff durch

einen äußerst wilden Seegang in große Gefahr brachte. Wer es nicht miterlebt hat, kann sich keinen Begriff von einem solchen Naturereignis machen. Es heulte und raste in den Lüften, als ob entfesselte Titanen im Vernichtungszug über die Erde brausten. Man mußte sich festbinden, um überhaupt an Deck bleiben zu können, und auch so war es unmöglich, in den Böen auch nur den Kopf gegen den Wind zu halten. Unter der Einwirkung des rasenden Luftstromes nahm das Wasser eine wundersame Farbe an, zwischen den schneeweißen Schaummassen erschien es wie bläulicher Opal. Der fliegende Gischt füllte die Luft, man konnte oft kaum einige Meter weit sehen. Aus dem grauen Dunst drangen die Wellenberge in den wildesten Formen wie gespenstische Ungeheuer auf uns ein (Abb. 66). Das Großdeck war manchmal bis an den Rand mit tosendem Wasser gefüllt; man konnte meinen, das Schiff wolle versinken (Abb. 57). Wir haben manche bange Minuten verlebt, in denen man sich eines Grauens nicht erwehren konnte. Ich werde den Eindruck nicht vergessen, den ein Wort des Kapitäns auf mich machte. Wir waren auf eine Weile unter Deck gekrochen und hielten uns in der Messe mühsam irgendwo fest. Hier unten hörte sich das Ganze womöglich noch unheimlicher an, denn bei dem fürchterlichen Herumwerfen des Schiffes krachte und knarrte, ächzte und stöhnte es in allen Fugen, als ob jeden Augenblick alles auseinanderbersten wolle. Und Kapitän Paulsen, der Mann, der Goethe und Schopenhauer und Nietzsche las und ein Freidenker zu sein glaubte, sagte plötzlich: „Lieber Gott, laß es vorübergehen."

In solchen lang andauerden Sturmperioden werden alle Lebensbedingungen recht beschwerlich. Bei dem schweren Rollen und Stampfen und den häufigen, ruckweise schleudernden Bewegungen des Schiffes muß man sich ständig festhalten, um nicht irgendwo in einen Winkel zu fliegen. Bei den Mahlzeiten sind wahre Akrobatenkunststücke nötig, wenn man außer sich selbst auch noch das Essen vor Unheil bewahren soll. Interessant waren oft die Nächte. Man lernt es zwar schnell, sich in der Koje fest und sicher zu verstauen und kann auch bei hohem Seegang gut schlafen. Aber es kam doch häufig so toll, daß an Schlaf nicht zu denken war. Mit der eigenartigen Tücke des Geschickes passieren häufig die unangenehmsten Sachen bei Nacht. Einmal schlug eine See das Oberlicht auf dem Achterdeck ein und Kaskaden eiskalten Wassers drangen in unsere Kammern. Ein andermal stauten sich ungeheure Wassermassen auf dem Großdeck derart, daß die eiserne Gangtüre nach Achtern eingedrückt wurde, wodurch unsere Wohnräume überflutet wurden. Alsdann heißt es schnell in die Seestiefel hinein und das wild umherrauschende Wasser nach Möglichkeit wieder ausschöpfen. Solche Situationen geben Anlaß zur Betätigung einer philosophischen Auffassung der Dinge.

Außer diesen kleinen Zwischenfällen erleiden die Schiffe aber nicht selten ernste Beschädigungen. Am häufigsten sind durch die Gewalt des Sturmes veranlaßte Schäden an den Segeln, die entweder zerreißen oder aus den Lieken gerissen und fortgeweht werden. Bei lang andauernden Sturmperioden kommt es vor, daß ein Schiff trotz angestrengtester Arbeit des Segelmachers und seiner Helfer nicht mehr über die nötige Zahl heiler Segel verfügt. Dieser Umstand trägt dann wesentlich zur Verlängerung der Reisen bei. Ein Bremer Kapitän erzählte mir einmal, daß er nach mehrwöchigem Kreuzen in schlechtestem Wetter schließlich fast alle Segel defekt hatte. Als dann günstiger Wind kam, konnte er ihn nicht ausnützen, trotzdem er mehrere Tage anhielt; inzwischen war alles damit beschäftigt, Segel zu flicken und zu ergänzen. Sowie die Segel in Ordnung waren, brach eine neue Sturmperiode herein. Am schwersten aber leiden die Schiffe durch den fortgesetzten Andrang der Wassermassen. Die überkommenden Seen beschädigen die Deckbauten oder schlagen die Luken ein. Durch das andauernde schwere Arbeiten des Schiffes in dem gewaltigen Seegang lockern sich die Verbände, Spanten können brechen, Ruderschäden das Schiff schwer gefährden. Die



Abb. 128. Felspartie gegenüber Peninnis Head, Südküste von St. Mary.



Abb. 129. Der untere Pulpit Rock bei ruhiger See. Der Fels ist 8 m hoch. (Zu S. 166.)

Wanten und Pardunen geben nach und reißen schließlich ab. Die geringste Beschädigung in den Riggen muß sofort nach Möglichkeit beseitigt werden, sonst ist der ganze Mast bedroht. Manches Schiff hat sich durch fürchterliches Rollen seine Masten direkt aus dem Leibe geschlingert. Diese Gefahr besteht vor allem dann, wenn das Schiff im Sturme falsch manövriert und man gezwungen ist, über den verkehrten Bug beizudrehen, wodurch es quer zur See zu liegen kommt.

Bei ihren Kreuz- und Querfahrten gelangen die Schiffe auf der Suche nach günstigen Winden häufig weit nach Süden. Mit S. „Pirna" erreichten wir den 61. Grad Südbreite, und wiederholt sind Schiffe bis über den 63. Grad hinaus verschlagen worden.

Im letzten Abschnitt der Kap Horn-Umsegelung wird die Fahrt nach Norden häufig durch widrige nordwestliche Winde aufgehalten. Dieser Teil der Reise gehört, wenn auch nicht zu dem schwierigsten, so doch zu dem gefahrvollsten für das Schiff. Manches Fahrzeug liegt gestrandet an den öden Felsklippen der patagonischen Westküste. Wind, Seegang und Strom versetzen die Schiffe hier stark auf Land zu. Ist man nun nicht weit genug davon entfernt, so kann jeder schwere Sturm, der für längere Zeit zum Beidrehen zwingt, ein Schiff in Gefahr bringen, weil es dann nicht genügend Seeraum zum Treiben hat. Deshalb versuchen die Schiffe, noch unten im Süden, möglichst weit in den Stillen Ozean hinauszugelangen, um die Westküste von Patagonien sicher freisegeln zu können. Bei den einzelnen Reisen trifft man auch hier, wie anderswo die verschiedensten Wetterlagen an. Während wir auf „Posen" und „Pirna" zum Teil mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen hatten, brachte uns auf „Passat" ein anhaltender Südwestwind in rascher Fahrt nach Norden. Nach langen Wochen eines harten, mühevollen Lebens sehen dann alle an Bord mit begreiflicher Freude friedlicheren Gegenden entgegen. —

Und doch hat von allen Teilen des freien Ozeans auf mich immer wieder das Antarktische Meer den tiefsten Eindruck gemacht. Es ist eine Weltgegend, der Licht und Sonne versagt ist. Ein schwerer, finsterer Himmel hängt über einem grauen, düsteren Meer. Ein seltsames Gefühl der Verlassenheit umfängt hier auch den seegewohnten Mann. Fern von jedem Lande, wo Menschen wohnen, dehnen sich die endlosen Wasserflächen in unbekannte, geheimnisvolle Fernen hin. Und in dieser großen Einsamkeit bereitet die Natur Schauspiele, die auf der Welt ihresgleichen nicht finden.

Dritter Teil.

1. Die Brandung auf Riffen und Bänken.

Rastlos in ewigem Wechsel der Formen durchziehen die Wogen die pfadlosen Weiten der Ozeane. Einmal aber wird ihr vorwärtseilender Lauf gehemmt, wenn sie auf jenen vielfältig gestalteten Saum zwischen Land und Meer, auf die Küste treffen; und um die Küste schlingt die Brandung ihr ewiges schäumendes Band.

Wir haben bereits an anderer Stelle die bemerkenswerten Formveränderungen erwähnt, welche die Wellen erleiden, sobald sie in Wassertiefen gelangen, die geringer sind als ihre eigenen Längen. Diese Gestaltsveränderung der Wellen wird im Bereich der Brandungszone ein höchstes Maß erreichen, bis im Brandungsvorgang selbst die Vernichtung der Form eintritt.

Es soll hier bemerkt werden, daß das Verhalten der Wellen im flachen Wasser zu den sprödesten Problemen der Hydrodynamik gehört. Die bedeutendsten Analytiker sind sich weder in ihren Formeln noch in der experimentellen Auslegung einig. Analysis, Beobachtung und Experiment zeigen noch nicht die erwünschte Übereinstimmung. Wir wollen darum auch von der Theorie ganz absehen und nur die äußeren Erscheinungen besprechen. Wir beziehen uns dabei auf die Gegenden, denen unsere Abbildungen entstammen; doch haben die Darlegungen allgemeine Gültigkeit, weil sie grundlegend für alle vorkommenden Verhältnisse sind, und überall unter den gleichen Umständen die gleichen Vorgänge auftreten.

Das Branden der Wellen kann schon draußen auf See beginnen, wenn Sandbänke oder Riffe die Küstenlinie umsäumen. Hier liegt für die Schiffahrt eine große Gefahr. An der atlantischen Westküste gibt es kaum eine Stelle, die in dieser Beziehung so viele Opfer gefordert hätte, wie die Gegend um den Eingang des Britischen Kanales, die Westküste der Bretagne und von Cornwall und die Scilly-Inseln.

Vor den Scilly-Inseln z. B. finden wir an der Westseite der Hauptinseln auf eine Strecke von 5 Seemeilen bis zum Bishop-Rock-Leuchtturm eine ganze Welt von kleinen Felseilanden und drohenden Klippen, die aus dem Meere aufragen und überall verstreut die unsichtbaren untermeerischen Riffe.

Es ist von großem Interesse, das Verhalten der Wellen über den submarinen Bodenerhebungen zu beobachten. Es finden sich da alle Übergänge von der ersten merklichen Formveränderung gegenüber tieferem Wasser bis zum Überstürzen der Wellenkämme.

Die Schwierigkeiten der photographischen Wiedergabe sind sehr groß, da man mit einem Boot meist nicht nahe genug herankommen kann. Bei ruhiger See, hauptsächlich im Sommer, kann man wohl unbesorgt über die gefährlichen Stellen wegfahren und dicht an die Klippen gelangen. Im Winter dagegen, wo fast ständig Dünung vom Ozean hereinrollt, ist selbst eine Annäherung schwierig, denn jede hohe Welle kann über diesem tückischen Grunde schon zum Überbrechen kommen. Zwischen den Klippen sieht man dann überall die warnenden Schaumstreifen auftauchen (Abb. 71).

Ich bin einmal unter Umständen, die hier keine Erörterung finden können, in ziemliche Nähe der todbringenden Klippen geraten (Abb. 72). Wundervoll

war die Brandung an den 20 m hohen Haycock-Riffen, vor denen die ozeanische Dünung im mächtigen Bogen sich auftürmte, ehe sie die Felsen in Wolken von Gischt hüllte (Abb. 73, 74, 75). An solchen, der Küste vorgelagerten Klippen, wo die Wassertiefen noch größer sind, und die Wellen mit noch unverminderter Kraft auftreffen, ist die Brandung meist viel gewaltiger als in der eigentlichen Uferzone. Allerdings wird nur der Kenner aus den Bildern eine Vorstellung der wirklichen Verhältnisse gewinnen, denn die größere Entfernung macht die Erscheinung in der photographischen Wiedergabe weniger wirksam.

Zwischen den Klippen und Riffen von Scilly haben zahllose Schiffe den Untergang gefunden.

Wir wollen nun den eigentlichen Brandungsvorgang an der Küste selbst beobachten. Die Mannigfaltigkeit der Formen, welche die Brandungswellen annehmen können, wird im wesentlichen durch die Beschaffenheit des der Küste vorgelagerten Meeresbodens, sowie durch die Gestalt der Küste selbst bedingt. Es gibt in morphologischer Beziehung eine ganze Reihe von Küstenformen. Wir unterscheiden für unsere Zwecke nur zwei Haupttypen: die Flachküste und die Steilküste.

Die Flachküste kann nun entweder einen sanften untermeerischen Abfall haben — wir sprechen dann von einer konsequenten Flachküste — oder sie kann mit steilem Abfall zur Tiefe führen und stellt dann eine inkonsequente Flachküste dar. In gleicher Weise gibt es konsequente und inkonsequente Steilküsten, je nachdem der submarine Abfall steil oder sanft sein wird.

Durch diese Unterschiede wird wieder die Gestalt der Wellen beeinflußt. Wir unterscheiden demnach die eigentliche Strandbrandung und die Brandung an den Steilküsten, zu welcher die eigentliche Klippenbrandung und eine modifizierte Form von Flachwasserbrandung gehören.

2. Die Brandung an Flachküsten.

Die Hauptstätten der eigentlichen Strandbrandung sind sanft abgeböschte Küsten oder Steilküsten, die mit einem flachen Vorstrand versehen sind. Zur ersten Kategorie gehören die Dünenküsten der „Landes" am Golf von Biscaya, die Nordsee-Inseln, die eiserne Küste Jütlands, die Ostküste der Vereinigten Staaten, die Küste Vorderindiens bei Madras u. a. Zur zweiten Kategorie zählen Teile der Guineaküste, die Nord- und Nordostseite der Antillen von den Bahama-Inseln bis nach Antigua und viele der Hochsee-Inseln.

Bei der Strandbrandung tritt die Formveränderung der Wellen, je nach den Verhältnissen des Meeresbodens, meist schon ziemlich weit draußen auf. Die äußere Erscheinung ist die, daß im flachen Wasser die Welle eine unsymmetrische Gestalt annimmt, die Vorderseite wird immer steiler im Verhältnis zur Rückseite, das Wellenprofil spitzt sich zu, der Kamm der Welle scheint vorauseilen zu wollen und das Überbrechen desselben beginnt. Der Vorgang wird meistens so dargestellt, als ob die Welle in der Tiefe durch die Reibung am Grunde aufgehalten würde, während der Kamm ungehindert seinen Weg fortsetzt, wodurch die Instabilität der Form eintritt. Es steht aber noch keineswegs fest, wie im flachen Wasser von gleichmäßiger Tiefe, so wie wir es doch für größere Strecken des untermeerischen Teiles der echten Flachlandküsten annehmen dürfen, die Reibung am Grunde auf das Fortschreiten der Wellen einwirkt. Durch Experimente in der Wellenrinne war eine solche Verzögerung der unteren Teile der Welle nicht festzustellen; das schließt aber nicht aus, daß in der Natur eine solche Verzögerung doch eintritt, vor allem bei rascher ansteigendem Grunde.

Die Hauptursache der Gestaltveränderung der Welle und des Brandungsvorganges dürfen wir höchstwahrscheinlich darin erblicken, daß die in senkrechter Stellung auf und abpendelnden Wasserfäden durch die Grundberührung eine Behinderung erfahren, wobei dieselben in steigendem Maße zusammengepreßt und nach oben gedrückt werden, bis durch die zunehmende Unsymmetrie der Form die vordere Böschung lotrecht wird, dann sich vornüber wölbt und endlich zusammenstürzt.

Der kritische Moment des völligen Zusammenbrechens der Welle tritt der Theorie nach ein, sobald die Wellenhöhe gleich der Wassertiefe geworden ist, wobei die Wassertiefe vom Zentrum der Orbitalbahnen zu bemessen ist. Dieser Fall kommt in der Natur nur selten vor, es ergeben sich vielmehr mancherlei Verschiedenheiten, die wir an anderer Stelle besprechen wollen, weil sie bei den Bodenverhältnissen der Flachsee nicht so eindeutig zutage treten.

Nach dem Zusammenbruch der Wellenmasse geht die regelmäßige, kreisende Bewegung der Wasserteilchen in eine wirbelförmig turbulente über, bei der ein vollständiger Wassertransport stattfindet. Die Wassermassen werden die Strandböschung hinaufgetrieben, wobei die lebendige Kraft derselben durch die zunehmende Reibung aufgezehrt wird, bis sie dann unter dem Einfluß der Schwere wieder hinab- und zurückströmen, der nächsten Welle entgegen.

Betrachten wir nun kurz die Verhältnisse an den deutschen Nordseeküsten, und zwar an dem Strande der Insel Sylt, wo wir eine typische Flachwasserbrandung vor uns haben. Die Wassertiefen sind bis auf große Entfernung vom Strande gering; sie betragen z. B. vor Westerland in einem Abstand von einer halben Seemeile nur 5 m bei mittlerem Springniedrigwasser. Unter normalen Verhältnissen wird daher selbst bei Flut jede hereinrollende See um so weiter draußen zu branden beginnen, je höher sie ist, welcher Umstand noch durch zahlreiche der Küstenlinie vorgelagerte Sandbänke befördert wird.

Das Branden kann nur die Kammteile der Welle ergreifen und wird aufhören, falls die Welle wieder in tieferes Wasser gerät, wo es sich dann erst bei entsprechender Abnahme der Wassertiefe abermals wiederholt, bis zum endgültigen Erreichen des Ufers, so daß die ganze Küstenlinie mit Reihen von weißen Bändern umsäumt erscheint (Abb. 78).

Jeder stärkere auflandige Wind von längerer Dauer bewirkt aber im flachen Wasser der Nordsee eine Oberflächenströmung, wodurch ein Anstauen des Wassers am flachen Ufer und damit eine Erhöhung des Meeresniveaus bewirkt wird. Für gewöhnlich erreicht diese Auflandtrift des Wassers nur ein bestimmtes Maximum, denn es entsteht dann am Ufer ein Überdruck, der in der Tiefe durch den einsetzenden Unterstrom seinen Ausgleich findet. Durch den Unterstrom, den sogenannten Soog, wird auch die Brandung selbst verstärkt; denn durch das zurückfließende Wasser wird die Orbitalbewegung in den untersten Schichten behindert, während sie in den oberen Schichten ungestört verläuft. Der Soog ist stets eine große Gefahr beim Baden während eines hohen Seeganges, weil dadurch die Füße immer stark seewärts gezogen werden.

Diese Auflandtrift oder der Windstau des Wassers kann aber unter gewissen Umständen so bedeutend werden, daß die Strandbrandung verheerende Formen annimmt. Für die Nordsee ist dazu ein bestimmtes Verhalten des Sturmes notwendig. Der aus Südwest beginnende Sturm treibt große Mengen Wasser vom Kanal in die südliche, flache Nordsee hinein; der nach dem Vorübergang des Minimums nach Nordwest drehende Wind drängt nun mit großer Gewalt die Wassermassen gegen die Küsten. Dadurch tritt eine so gewaltige Erhöhung des Wasserstandes ein, daß dann der tiefste Stand der Ebbe bei Springtide immer noch den höchsten normalen Flutstand übertrifft, wogegen die hereinkommende Flut ungeheure Höhen erreichen kann. Dann findet eine hohe Brandung unmittelbar am Ufer statt und die hereinstürzenden gewaltigen Wassermassen greifen mit zer-



Abb. 130. Der untere Pulpit Rock in schwerer Brandung. (Zu S. 166.)

störender Gewalt den weichen Dünengürtel der Inseln und im Wattenmeer die schützenden Deiche des Landes an.

Im Wattenmeer läuft bei solchen Gelegenheiten ein furchtbar steiler und wilder Seegang. Schon bei mäßigen Sturmfluten, die noch keinen Schaden anrichten, ist dann jeder Dampferverkehr mit den Inseln unterbrochen. Einige der im Watt liegenden Halligen sind zum Schutze gegen die Sturmfluten eingedeicht und die Häuser erhöht auf Steinwällen erbaut. Eine hohe Sturmflut geht über die ganze Insel weg, so daß nur die Häuser mit ihren Aufbauten aus dem wilden Meere ragen.

Die zerstörende Gewalt der Wogen liegt nicht nur in dem Anprall derselben, sondern auch in der bei solchen Gelegenheiten enorm gesteigerten rückströmenden Kraft der Wassermassen, wodurch die durch die eindringenden Wogen gelockerten Sand- und Erdmassen seewärts weggerissen werden.

Zwischen der eigentlichen Brandungsstelle und dem Dünengürtel befindet sich eine breite Zone, in der die zusammengebrochenen Wassermassen mit furchtbarer Kraft aufwärts und wieder abwärts strömen. In diesen gefährlichen Bereich muß man sich hineinwagen, wenn man es unternimmt, die Brandungswelle aus größerer Nähe zu photographieren. Dies ist natürlich nur möglich, wenn man vom Ufer aus durch zuverlässige Leute an einem sicheren Seil gehalten wird. Auch so ist die Situation mit Unannehmlichkeiten verknüpft, zumal das Nordseewasser im Februar arktische Temperaturen aufweist (Abb. 79, 80).

Diese Sturmfluten, die in Zwischenräumen unsere Nordseeküsten heimsuchen, haben schon unermeßlichen Schaden angerichtet. Manche Insel ist dort schon dem wilden Meere zum Opfer gefallen, und es ist nur eine Frage der Zeit, wenn die letzte Hallig im Wattenmeer verschwunden sein wird.

In ihrer furchtbarsten Form tritt die Flutwelle im Gefolge der tropischen Zyklonen und der Taifune auf. Die Küsten Indiens und Ostasiens, sowie Inseln der Südsee sind die Schauplätze dieser furchtbaren Naturerscheinung. Der Wirbelsturm verursacht zwei Strömungen im Wasser; die eine entsteht direkt durch den Wind und treibt das Wasser radial zum Zentrum; die andere folgt dem Orkan auf seinem Wege mit Wassererhöhung und sie bewirkt die verheerenden Überschwemmungen, wo der Orkan auf eine Küste trifft. Das Meer dringt dann oft meilenweit in das Land hinein, Tod und Vernichtung mit sich führend.

Bei dem berühmten „False-Point-Cyclone" am 22. September 1885, an der Ostküste Vorderindiens (Mahanadimündung), traf die Sturmflut am frühen Morgen, zwei Stunden vor der eigentlichen Gezeitenflut ein, fegte über die Stadt und zerstörte sämtliche Häuser. Dann ging sie über Jumbo, im inneren Teil der Bai hinweg und von da aus rollte sie in einer gewaltigen 20 Fuß hohen ununterbrochenen Wassermauer über Kaldeep und Kerara weiter, auf ihrem Wege Ortschaften vernichtend und mit unwiderstehlicher Gewalt Häuser, Tiere und Menschen vor sich herreißend.

Die größten Verheerungen, die bisher bekannt sind, richtete der Orkan von Backergunge (oder Backerganj) in der Nacht vom 31. Oktober bis 1. November 1876 an, in den flachen Reisländereien an der Mündung des Megna im Meerbusen von Bengalen. Die Sturmwelle, unterstützt durch eine Flutwelle, erreichte 14 m Höhe und schwemmte mehr als 100 000 Menschen fort. Ein Beispiel aus neuerer Zeit liefert die Zyklone vom 8. September 1900, deren Sturmflut die Stadt Galveston in Texas völlig zerstörte.

Kapitän Hatje hat mir eine lebendige Schilderung der Hong-kong-Katastrophe vom 18. September 1906 gegeben. Sein Schiff, das draußen im Hafen vor Anker lag, riß sich los, geriet mit mehreren anderen ebenfalls treibenden Schiffen in Kollision und landete schließlich hoch oben auf der Kaimauer der Stadt. Kapitän Hatje mußte dann von Deck aus durch vier Straßen von Hong-kong schwimmen, bis er festen Fuß fassen konnte.



Abb. 131. Die See rollt in mächtigen Wogen über den Pulpit. (Zu S. 166.)

Ich selbst habe die Wirkungen tropischer Orkane und der sie begleitenden Fluten nicht gesehen. Eine überaus eindrucksvolle und treffliche Schilderung einer solchen Katastrophe hat Walther von Rummel für die Inseln der Südsee gegeben, die ich hier wörtlich anführen möchte: — — — „Viel öfter kommen aber die Springfluten als Begleit- oder Nacherscheinung des Taifuns dahergerast. Eine hohe Mauer erhebt sich finster aus der schwarzen See, rollt, fegt, alles unter sich begrabend, mit dem Dröhnen und Donnern Hunderter rasselnder Reiterdivisionen heran. Ist das Eiland nur, wie sehr häufig, ein niederes Korallenriff, so heulen und hetzen die Wogenreiter über alles hinweg, reißen und rauben Häuser, Hütten und Menschen mit sich fort. Nur jene, die sich und die Ihren an die allerkräftigsten Palmen gebunden, haben, wenn ihr sorgsam gewählter Baum dem schweren Anprall der Sintflut auch wirklich standhält, Hoffnung, mit dem Leben davonzukommen.

Kein Wunder, wenn die sonst stille und friedliche See, zu solcher unbändiger Wut und Raserei aufgestachelt, in einen einzigen brodelnden Hexenkessel verwandelt wird. Ein wütender Peitschenschlag nach dem anderen hagelt auf ihren Rücken nieder, stundenlang hämmert die Gigantenfaust des Orkans auf ihren Leib ein. Man hat bei uns keine Ahnung, kann sich keine annähernde Vorstellung von der elementaren Gewalt und unglaublichen Wildheit derartiger Wirbelstürme machen. Alles wirft er vor sich nieder, trägt, reißt, fegt mit sich fort, was sich ihm nur in den Weg stellt . . . Ich war auf Inseln des Stillen Ozeans, wo buchstäblich verstanden nicht ein einziger Baum mehr ganz und heil war. Sogar von den Kokospalmen, die infolge ihrer Biegsamkeit und Elastizität, der starken, tiefgreifenden Wurzeln und ihres nicht schweren Geästes am ehesten noch dem Taifun gewachsen sind, waren alle und selbst die kräftigsten, wenn nicht ganz zu Boden gerissen, so doch völlig ihrer Kronen beraubt, im Stamme wie Streichhölzer geknickt und gebrochen . . .

Wir in Europa haben nicht die Schönheit, die rauschenden Palmengestade der Südsee-Eilande, kennen nicht die leichte Sorglosigkeit des Lebens, die den braunen Insulanern geschenkt wurde. Dafür hören wir auch nicht alle paar Jahre die apokalyptischen Reiter heranbrausen, haben nicht den Schrecken, die Furchtbarkeit der Naturerscheinungen, die jene sonst so glücklichen und zufriedenen Länder und Inseln immer wieder heimsuchen, kennen nicht jene tosenden Weltuntergänge, das letzte Ende aller Dinge, in der denkbar größten Schauerlichkeit. Ganze Inseln tauchen in den stillen Weiten des Pazifischen, schaumgeborgenen und jungfräulich, eines Morgens auf, wachsen und blühen, tragen Samen und Frucht. Aber eines Abends sinken sie wieder, still wie sie gekommen, spurlos, südliche Vinetas, in die blaue schäumende Flut hinab. Kein Land mehr zu sehen, kein Zeichen, daß hier einmal eines gestanden. Hoch über den Kronen der Palmen wandert ziellos und unruhevoll wie eine suchende Menschenseele das große, unendliche, ewige Meer . . ."

Besonders bekannt ist auch die ständige Brandung an der Guinea-Küste, die den Namen Kalema führt. Sie tritt am heftigsten in den Monaten Juni bis September auf, und bildet ein höchst lästiges Verkehrshindernis zwischen den Schiffen und dem Lande. Die Dünung kommt aus Südwest aus den Sturmgebieten um Tristan da Cunha und den Falkland-Inseln.

Pechuel-Lösche gibt folgende schöne Schilderung der Kalema:

„Eine schwere Kalema ist eine großartige Naturerscheinung, namentlich bei vollkommener Windstille, wenn weder kleinere kreuzende Wellen die andringenden Wogen brechen und beunruhigen, noch das Spiegeln der Wasserfläche aufheben. Von einem etwas erhöhten Standpunkt aus erscheint dem Beobachter das glänzende Meer von breit geschwungenen regelmäßigen Furchungen durchzogen, welche durch

Licht und Schatten markiert und unabsehbar sich dehnend, annähernd parallel mit der mittleren Strandlinie angeordnet sind. Von den aus der Ferne nachdrängenden ununterbrochen gefolgt, eilen die Undulationen in mächtiger, aber ruhiger Bewegung heran und heben sich höher und höher in dem allmählich flacher werdenden Wasser, um endlich nahe am Strande in schönem Bogen überzufallen. Während eines Augenblicks gleicht die Masse einem flüssigen durchscheinenden Tunnel, im nächsten bricht sie mit gewaltigem Sturze donnernd und prasselnd zusammen. Dabei werden wie bei Explosionen durch die im Innern eingepreßte Luft Springstrahlen und blendende Wassergarben emporgetrieben, dann wälzt sich die schäumende, wirbelnde Flut am glatten Strande hinauf, um alsbald wuchtig zurückzurauschen, dem nächsten Roller entgegen. — Einen besonderen Reiz gewinnt das Schauspiel, wenn heftige Windstöße, etwa bei einem losbrechenden Gewitter, den Rollern vom Lande entgegenwehen, ihre vordere ansteigende Hälfte treffend sie zu höherem Aufbäumen zwingen und ihre zerfetzenden Kämme hinwegführen; jeder heranstürmende Wasserwall ist dann mit einer sprühenden, flatternden Mähne geschmückt. Von unvergleichlicher, geheimnisvoller Schönheit ist der Anblick der Kalema des Nachts, wenn das Wasser phosphoresziert, von blitzähnlichem Leuchten durchzuckt wird, oder wenn das Licht des Vollmonds eine zauberische, in höheren Breiten unbekannte Helligkeit über dieselbe ergießt, und nicht minder des Abends, wenn die Farbenglut eines prächtigen Sonnenunterganges im wechselnden Spiel von dem bewegten Elemente widerglänzt. Das Getöse, welches diese Art der Brandung hervorbringt, erinnert in einiger Entfernung sowohl an das Rollen des Donners, wie an das Dröhnen und Prasseln eines vorüberrasenden Schnellzugs, durch seine Gemessenheit aber auch an das ferne Salvenfeuer schwerer Geschütze. Dazwischen wird bald ein dumpfes Brausen, bald ein helles Zischen und Schmettern hörbar, zuweilen endet das Toben plötzlich mit einem einzigen übermächtigen Schlage und es folgt eine sekundenlange, fast erschreckende Stille. So ist es namentlich des Nachts von hohem Reize, der mannigfach wechselnden Stimme, dem großartigen Rhythmus der Kalema zu lauschen.“

3. Die Brandung an Steilküsten.

In ihrer herrlichsten Gestalt sehen wir die Brandung an den Steilküsten des tiefen Meeres. Die Felsküste von Cornwall und der Scilly-Inseln zeigt in typischer Form die Größe und Mannigfaltigkeit dieser Erscheinung. Die hohen Sturmwellen des Nordatlantischen Ozeans greifen die Küste hier mit elementarer Gewalt an.

Nicht immer erreicht die Sturmbahn selbst die Küste; sie biegt häufig genug draußen auf See in andere Richtung ab. Wir finden hier analoge Verhältnisse, wie wir sie schon bei den Wellen des offenen Meeres besprochen haben. Auch eine hohe Dünung, welche die Küste unabhängig vom Winde erreicht, wird eine hohe Brandung hervorbringen. Die gewaltigste und eindruckvollste Form der Brandung tritt aber ein, wenn der Sturm selbst die Wogen hereintreibt.

Die Verschiedenheit in Form und Aufbau der Felsen, sowie des vorgelagerten Meeresbodens, bedingt die große Mannigfaltigkeit der Gestaltung, welche den brandenden Wellen eigen ist. Es wäre unmöglich, die unendliche Vielseitigkeit und den ständigen Wechsel der Erscheinungen zu schildern, von denen der Leser aus den Abbildungen wenigstens eine Vorstellung gewinnen kann. Wir müssen uns damit begnügen, in großen Zügen die charakteristischen Merkmale derselben hervorzuheben und wollen zu diesem Zwecke drei typische Hauptkategorien in dem unendlichen Formenreichtum unterscheiden.

An der Nordwestseite der Scilly-Gruppe, vor den Inseln Bryher und Tresco, liegt vor dem niederen Felsgestade ein langsam abfallendes submarines Plateau von geringer Ausdehnung. Wir können hier auf gedrängtem Raume die Gestaltsveränderung der Wellen bewundern und mit forschendem Auge betrachten. Es entfaltet sich hier eine charakteristische Form der Brandung, die an den Küsten der Erde häufig ist und eine Vereinigung von modifizierter Flachwasserbrandung mit einer ebenfalls modifizierten Klippenbrandung darstellt.

Wir wollen die Verhältnisse an der Hand der Abbildungen beschreiben. Auf dem ansteigenden submarinen Plateau sind die Böschungswinkel nicht überall gleich und die Wassertiefen verschieden. Das Zusammenrücken der Wellenkämme ist augenfällig, wodurch die Wellenform steiler und unsymmetrischer wird (Abb. 95, 96). Der Beginn des Brandens ist von verschiedenen Faktoren abhängig, die einerseits durch die Beschaffenheit des Bodens, anderseits durch bestimmte Eigenschaften der ankommenden Wellen bedingt sind. Je steiler der Meeresboden ansteigt, in desto größerer Tiefe wird bereits die Brandung beginnen; auch habe ich durch Lotungen feststellen können, daß es von Bedeutung ist, ob der ansteigende Grund eine glatte Fläche oder terrassenförmige Stufen bildet. Letzteres begünstigt wieder ein frühzeitiges Überbrechen der Wellen durch die stärkere Erschütterung, welche die hin und her pendelnden Wasserfäden erleiden. Es ist klar, daß über den gleichen Tiefen die höheren Wellen zuerst instabil werden. Der Beginn der Instabilität hängt aber nicht nur von der Höhe der Wellen, sondern auch von ihrer Länge ab, durch welche in erster Linie das Ausmaß der Orbitalbewegung in den tieferen Schichten bestimmt wird.

Abgesehen von der Beschaffenheit des Bodens und unabhängig von der Größe der Wellen wird aber die Instabilität um so eher einsetzen, je unsymmetrischer die Gestalt der Wellen schon war, als sie noch in tiefem Wasser sich bewegten. Eine sturmgetriebene See wird demnach früher zu branden beginnen, wie eine gleich hohe freie Dünung. Abb. 94, 95 zeigen die Ankunft einer reinen Dünung, Abb. 96 dagegen eine gezwungene See. Die Aufnahmen sind nahezu an der gleichen Stelle gemacht; maßgebend für unseren Fall ist das Verhalten des rückwärtigen Wellenzuges. Die Dünung erhebt sich zu einem hohen, steilen Wasserberg, dessen Stabilität durch die geringere und vor allem durch den ganzen Wellenkörper viel gleichmäßiger verlaufende Orbitalgeschwindigkeit länger erhalten bleibt, als dies bei der Sturmsee der Fall sein könnte.

Nicht nur der Zeitpunkt, sondern auch der Verlauf des Brandungsvorganges wird von der Bodenbeschaffenheit und von Bedingungen abhängen, die in der Welle selbst gegeben sind. Das an den Kammteilen beginnende Überstürzen kann sich beim Weiterlaufen der Welle fortschreitend auf immer weitere Teile des Wellenberges erstrecken (Abb. 92, 95), bis derselbe schließlich eine gewaltige wirbelnde Masse darstellt, die als steil erscheinende Wasserfront in unveränderter Gestalt bis ans Ufer fortschreitet (Abb. 93). Dieser Fall tritt meist dann ein, wenn die Brandung schon ziemlich weit draußen beginnt. Überall wo die Wassertiefe bis in die Nähe des Felsgestades groß ist, können mächtige Wellenberge dicht ans Ufer gelangen (Abb. 107).

Gelangt die Welle als Ganzes dichter ans Ufer heran, so vollzieht sich der Zusammenbruch viel plötzlicher. Ähnlich wie bei der Strandbrandung wird die Vorderseite der Welle immer steiler, bis sie endlich sich nach vorne überneigt und zusammenbricht. Auch hier beginnt das Überstürzen, je nach den Umständen, zuerst teilweise, bis dann der Hauptteil der Welle nachfolgt, oder die steil aufgerichtete Wassermauer bricht mit einem Schlage in sich zusammen (Abb. 97, 98, 99, 100, 101). Diese kritische Phase des Zusammenbrechens der senkrechten Wellenfront soll, wie theoretisch und experimentell bewiesen, in dem Augenblick eintreten, in dem die Wellenhöhe gleich der Wassertiefe geworden ist; die Wassertiefe ist dabei vom Zentrum der Orbitalbahnen aus zu bemessen. Colonel D. D. Gaillard, U. S. A., hat



Abb. 132. Der Pulpit Rock liegt unter mächtigen Wasserbergen begraben. (Zu S. 166.)

sich sehr eingehend mit der theoretischen und praktischen Untersuchung dieser Frage beschäftigt. Das Stillwasserniveau, das man meist genau in der halben Wellenhöhe anzusetzen pflegte, liegt nach Gaillard nicht im Zentrum der Orbitalbahnen; 60 bis 64 Prozent der Wellenhöhe liegen über dem Stillwasserniveau. Er fand, daß an einer bestimmten Stelle und unter einem bestimmten Böschungswinkel eine Welle in einer Wassertiefe zusammenstürzte, die 1¼ der Wellenhöhe betrug, falls ein starker Wind landwärts wehte; während mit einem gleichstarken ablandigen, also Gegenwind, die Welle ungebrochen blieb, bis die Wassertiefe nur mehr dreiviertel der Wellenhöhe betrug. Wenn gar kein Wind wehte, und die Brandung durch eine reine Dünung verursacht wurde, dann brach die Welle in einer Tiefe, die gleich der ganzen Wellenhöhe war, wenn die Böschung des Grundes 1 : 100 betrug; aber bei einer Böschung von 1 : 12 stürzte die Welle schon in einer Tiefe zusammen, die das Doppelte der Wellenhöhe betrug. Ohne selbst darüber genauere Messungen angestellt zu haben, habe ich doch diese Beobachtungen allgemein in der Natur stets bestätigt gefunden.

Eine wilde, sturmgetriebene See, unterstützt von bestimmten Eigentümlichkeiten des Meeresbodens, kann ganz außerordentliche Formen der Brandungswelle bewirken. Wenn eine solche, instabil gebaute und mit großer Geschwindigkeit fortschreitende Welle in ihren unteren Teilen auf ein plötzliches Bodenhindernis, z. B. eine Felsstufe, trifft, dann richtet sich der vordere Teil der Welle nicht wie sonst allmählich auf, sondern die ganze Welle geht plötzlich steil in die Höhe und wird in gewaltigem Bogen nach vorne geschleudert (Abb. 103 und 104). Diese Form der Brecher gewährt einen wundervollen Anblick und ist von mächtigem Getöse begleitet. Durch den Druck der innerhalb des Wellenbogens eingeschlossenen Luft werden einzelne Wassergarben häufig senkrecht in die Höhe geschleudert.

Untermeerische Felsklippen, die schon innerhalb der Brandungszone ziemlich steil aber in glatter Fläche aus ihrer Umgebung aufsteigen, bewirken ein gewaltiges Anstürmen der Wellen. In dieser Beziehung war der „Kettle Rock“ an der Nordwestseite der Insel Tresco eine berühmte Stelle. Die Bilder 109 und 110 sind daselbst während eines schweren Sturmes im Januar 1912 aufgenommen.

Bei ablandigem Sturm wird die Form der Brandungswelle bedeutend steiler als sonst sein. Der der Welle entgegenwehende Wind läßt dieselbe nicht nur bis in geringere Tiefe gelangen, sondern drückt die aufgerichtete Wellenfront zurück und treibt die Kammteile in die Höhe. Die Häupter dieser wild schnaubenden Rosse des Meeres sind dann von dichten flatternden Schaummähnen bedeckt (Abb. 105, 106).

Je nach der Stärke des Sturmes und der Größe des Seeganges wird die Gewalt der Brandung in Erscheinung treten. Aber immer sind es nur verstärkte Äußerungen derselben Gesetze, welche den ganzen wunderbaren Vorgang in seiner vielfältigen Gestalt bestimmen.

Auf den sturmreichen Scilly-Inseln bringt jeder Winter eine hohe See; aber besondere Ereignisse, die alles Gewohnte weit übertreffen, treten hier, wie anderswo auf der Erde, nur in langen Zwischenräumen ein. Die Brandung vom 14. Februar 1914 an der Nordwestseite der Scilly-Inseln war damals die schwerste der letzten zehn Jahre. In einer Entfernung von mehreren 100 m vom Ufer sah man bereits die vom Sturm verwehten Kämme der mächtigen Wogen hoch über dem Felsen erscheinen und der Gischt wurde wie ein Hagelsturm quer über die Insel geweht. Es war ganz unmöglich, so weit an der Küste herunterzusteigen, wie mir dies bei anderen Stürmen noch möglich gewesen war. Trotz des hohen Standpunktes auf den ca. 8 m hohen Randklippen, den ich einzuhalten gezwungen war, kamen die Häupter dieser Riesen hoch über dem Horizont daher. Soweit das Auge reichte, war das Meer eine schäumende Masse phantastischer Formen, die brausend, in wildem Laufe sich überstürzend gegen die Küste anstürmten und dort,



Abb. 133. Nach Passieren des unteren Pulpit schlägt die Brandung bis zum oberen Pulpit Rock hinauf.

in Wolken und Gischt gehüllt, an den Felsen hinaufjagten (Abb. 113, 114, 115, 117, 134).

Es war ein Schauspiel von sinnverwirrender Größe. Zu dem Brüllen des Sturmes gesellte sich die Donnerstimme des Meeres. Vergebliches Beginnen wäre es, solche Eindrücke beschreiben zu wollen; man könnte ebensogut versuchen, die Eroica mit Worten zu schildern.

Die zweite Kategorie der brandenden Wellen, die wir unterscheiden wollen, entsteht da, wo sich die Küste rasch in größere Tiefen hinabsenkt. Die Wellen können dann ohne entscheidende Gestaltsveränderung dicht an die Felsen herankommen. Solche Verhältnisse treffen wir z. B. an vielen Punkten der Küste von Cornwall und an der Südküste der Insel St. Mary, Scilly.

An dem Steilufer von Cornwall wird häufig nur der obere Teil der ankommenden Welle in Brandung übergehen und die Klippen hinaufgeschleudert werden. Hier macht sich auch oft ein Zurückwerfen der Wellenbewegung im Wasser in Form von reflektierten Wellen innerhalb der Brandungszone bemerkbar (Abb. 119).

Ein steiles Aufrichten der Wellenfront, so wie wir es für geringere Tiefen kennengelernt haben, findet hier meist nicht statt; das Zusammenstürzen ergreift nacheinander die einzelnen Teile der Wellenmasse. Die Wellen erscheinen dann mit riesigen Schaumkronen bedeckt (Abb. 120).

Etwas verschieden davon spielt sich der Vorgang an der Steilküste der Insel St. Mary ab, bedingt durch die abweichende Form der Küstensenkung. Hier findet unmittelbar vor der Uferlinie eine plötzliche Abnahme der Tiefe statt, so daß über diesem schmalen Sockel eine stärkere Ausbildung der Wellenfront eintreten kann. Hier werden dann im Moment der Brandung die Wellen in ungeheuren zusammenhängenden Wassermassen die schräg verlaufende Felsenstufe hinaufgetrieben. — Die Abb. 129 und 131 geben einen Maßstab für die Beurteilung der großen Höhe der Brandung, die bei schwerer See an diesen Stellen herrschen kann.

Abb. 129 zeigt den unteren Pulpitfelsen bei ganz ruhiger See, ferner sehen wir die dahinterliegende ansteigende Felsterrasse und ganz links ein Stück des oberen Pulpitfelsens. Durch eine Nachlässigkeit im Halten der Kamera erscheint nicht der ganze obere Pulpitfelsen auf dem Bilde; doch zeigt Abb. 133 beide Felsen in ihrem Größenverhältnis. Der untere Pulpitfelsen ist 8 m hoch, die menschliche Figur auf demselben in Abb. 129 gibt einen Maßstab für die natürlichen Größenverhältnisse. Die Abb. 130, 131, 132 zeigen den Felsen völlig begraben unter ungeheuren Wassermassen, die dann die steile Terrasse bis an den oberen Pulpit hinaufschlagen. —

Die dritte Kategorie der an Steilgestaden vorkommenden Brandungswellen ist die reine Klippenbrandung. Die Welle wird durch Auftreffen auf ein Hindernis als Ganzes senkrecht in die Höhe geschleudert. Diese Brandungsform tritt da auf, wo größere Felsen mehr oder minder steil unmittelbar aus tieferem Wasser aufsteigen.

Die Gewalt der Klippenbrandung hängt, abgesehen von der Größe des Seeganges, von der Gestalt des Hindernisses ab, und der Art, wie die Welle dasselbe trifft. Trifft die Welle auf einer Seite auf, wo der zuerst steile Sockel des Felsens noch unterhalb der Wasserlinie in schräger Richtung nach oben verläuft, dann kann die ganze Wellenmasse zu beträchtlicher Höhe auf die Felsenterrasse hinaufgeschoben werden, wodurch nur die oberen Teile zerstäubt werden (Abb. 121).

Nicht jede große Welle wird immer hoch emporgeschleudert. Es tritt hier der bemerkenswerte Fall ein, daß eine geringere Welle oft eine höhere Brandung erzeugt, als ein besonders hoher Wellenberg, den man ankommen sieht. Wenn



Abb. 134. „Inferno“.

nämlich dieser, gerade infolge seiner Höhe, anfängt, in seinen oberen Teilen überzubrechen, ehe er die Felswand erreicht, so geht ein Teil seiner Kraft verloren; es werden dann nur noch die bereits mehr oder weniger zusammengebrochenen Wassermassen gegen das Hindernis geschleudert. Die größte Entfaltung des Phänomens tritt ein, wenn die gesamte, in der ankommenden Welle enthaltene kinetische Energie in dem Augenblick wirksam wird, wo die Welle das Hindernis trifft. Die lebendige Kraft der Welle hängt ab von ihrer Masse und von der Geschwindigkeit der kreisenden Bewegung der Wasserteilchen. Die Orbitalgeschwindigkeit erreicht ein Maximum in dem Moment, wo die steil aufgerichtete Welle instabil wird; alsdann beträgt sie die Hälfte der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle. Mit dieser maximalen Geschwindigkeit können die Wassermassen gegen die Felswand geschleudert werden. Der Aufbau des Felsens und die Wassertiefe müssen also derart sein, daß diese günstige Bedingung eintreten kann.

Die Klippenbrandung gehört zu den großartigsten aller Brandungsformen. Die anrollenden ozeanischen Wogen zerschellen mit donnerartigem Getöse; ungeheuren Explosionen gleich werden gewaltige Wassermassen oft Hunderte von Fuß hoch geschleudert und stürzen dann in schäumenden Katarakten über die Felsen herab (Abb. 122, 123, 124, 125).

Es gibt Fälle, wo menschliche Behausungen den Hintergrund bilden, auf dem dieser Vorgang sich abspielt, sehr zum Nachteil der Menschen und der Wohnungen. Ich hatte einmal Gelegenheit, ein solches Ereignis in St. Ives in Cornwall zu erleben, das allerdings dort zu den größten Seltenheiten gehört, und seit langen Jahren nicht mehr vorgekommen war. Ein schwerer Nordoststurm, verbunden mit einer Springflut, hatte viel Wasser in die Bucht getrieben. Im kleinen Hafen von St. Ives brachen die hohen Wellen direkt gegen die Mauern der unteren Häuser. Das Meer hat damals großen Schaden angerichtet, die Straßen der unteren Stadt waren völlig überschwemmt. Dächer wurden eingeschlagen und das Innere der Wohnungen schrecklich zugerichtet. In mehreren Fällen hatte das Wasser in den Räumen des ersten Stockes eine Höhe von über einem Meter, so daß große Löcher in die Fußböden gemacht werden mußten, um auf diese Weise das Wasser nach unten abfließen zu lassen. Die höchste See lief mit dem Hochwasser spät am Nachmittag und das winterliche Licht war bereits sehr ungünstig für photographische Aufnahmen. Die Häuser der vom Hafen aus terrassenförmig aufgebauten Stadt sind im Bilde nur noch undeutlich zu erkennen; dies gilt vor allem für die unterste Häuserreihe (Abb. 135).

Wenn eine Felswand senkrecht aus sehr tiefem Wasser aufsteigt, wo kein Überbrechen der Wellen stattfindet, werden die auftreffenden Wellen nur an dem Hindernis auf- und abwogen. Dabei werden sie ganz oder teilweise reflektiert und laufen wieder seewärts, den neu ankommenden Wellen entgegen. Die verschiedenen Wellen durchkreuzen einander dann. Je nach der Art des Seeganges, ob freie Dünung oder instabile Sturmwellen, entsteht eine furchtbar steile und wilde Bewegung im Wasser, eine wahre Scylla und Charybdis hin- und herschwankender, gegeneinander prallender und sich überstürzender Formen. Dieser Zustand erstreckt sich oft weit nach See hinaus. Verbürgten Berichten zufolge soll diese Erscheinung an der steilen Basaltküste der Antipoden-Insel besonders großartig sein. Im kleinen können wir den Vorgang oft an der Schutzmauer von Helgoland sehen. Die Abb. 136 (die Aufnahme ist übrigens gar nicht bei besonders hoher See gemacht) gibt einen schwachen Begriff davon, wie die Erscheinung im großen Stil aussehen kann.

Es ist keine leichte Aufgabe, die mannigfachen Formen der Brandungswelle im Bilde festzuhalten. Technisch haben wir mit den Schwierigkeiten einer vielfach ungenügenden Beleuchtung und einer ständig mit Wasserstaub erfüllten Luft

zu kämpfen. Unsere Abbildungen sind mit wenigen Ausnahmen alle in schlechtem Wetter aufgenommen, viele davon unter den technisch ungünstigsten Bedingungen, in Stürmen von großer Gewalt. Aber nur dann entfaltet das Meer seine ganze Herrlichkeit.

Die Arbeit des Wellenphotographen stellt eine große körperliche Anstrengung dar und ist voller Gefahren. Man ist gezwungen, zu jeder Aufnahme über die, von zusammengebrochenen und in wilden Strudeln wieder abwärtsfließenden Wassern bedeckten Felsen so schnell als möglich hinunter zu klettern, um möglichst nahe an die heranstürmende Welle zu gelangen. Schon dies ist bei schweren Stürmen mit Schwierigkeiten verknüpft, da man auf den wasserbedeckten, schlüpfrigen Felsen kaum frei stehen kann. Das Aufregendste ist der Rückzug. Er darf um keine Sekunde zu spät angetreten werden, denn über den Standort des Photographen gehen wenige Augenblicke später Tod und Verderben hinweg. Es heißt dann in schnellen, sicheren Sprüngen über Blöcke und Spalten vor den heranstürzenden Wassermassen flüchten. Auch so bin ich oft genug noch ereilt worden und manchmal in schwere Bedrängnis geraten.

Am unheimlichsten wird die Situation, wenn überhaupt keine geeignete Rückzugslinie vorhanden ist, wie dies bei den Aufnahmen 121 bis 125 der Fall war. An dieser Stelle ist die Küste über 50 m hoch und sehr steil; um die Aufnahmen zu machen, mußte ich zu einer etwa 35 m tiefer liegenden schmalen Felsterrasse hinuntersteigen, an deren äußerer 12 m senkrecht abfallenden Front die Brandung emporstieg. Hier war nach der Aufnahme nur ein sehr zweifelhafter Schutz hinter einzelnen großen Blöcken zu finden, wie sie auf Abb. 121 und 122 zu sehen sind. Es läßt sich nicht schildern, was man dabei empfindet, wenn man mit aller Kraft sich an einer Felskante anklammern muß, während der fürchterliche, atemraubende Hagelsturm der zerschellenden Wassermassen ringsum alles einhüllt. Es gelingt leider nur selten, das Herrlichste von dem was das Auge sieht, auf die Platte zu bekommen; man verpaßt oft gerade die großartigsten Momente, da man nicht dauernd unten in der Gefahrzone verweilen kann.

4. Die Arbeit des Meeres.

Die Kraftleistung der brandenden Wellen ist mit Hilfe eines von Thomas Stephenson zuerst konstruierten und von anderen verbesserten Instrumentes, des Wellendynamometers, genauer gemessen worden. Als Maximalbruch der Horizontalkraft der Wellen wurden bei dem Leuchtturm von Skerryvore westlich von Schottland 29,7 t auf 1 qm Fläche und bei den Hafenbauten bei Dunbar in East Lothien (Schottland) 38,3 t auf 1 qm gefunden. Für gewöhnliche Zwecke des Wasserbaues rechnen die Techniker jedoch nur mit einer größten Druckwirkung für Uferbauten von 15 t auf den Quadratmeter an der Nordsee und 18 t an der Küste des Biscaya-Golfes.

Über sichtbare Kraftleistungen der Wellen sind eine große Zahl Beispiele bekannt geworden, aus denen ich einige herausgreifen will, die ich einer Zusammenstellung O. Krümmels entlehne.

Auf den östlichen Felseilanden der Shetland-Gruppe, den Bound Skerries, fanden Stephenson und der Geologe Murchinson in einer Höhe von 7 m über dem Meere einen Gneisblock von 7½ t Gewicht, der kurz vorher bei einem schweren Südweststurm von seiner seewärts gelegenen Lagerstätte auf eine Entfernung von 22 m über rauhes und zerklüftetes Terrain vom Anprall der Wogen gekantet worden war; man konnte an den Schrammen des Gesteins und an Splittern und Trümmern den von dem Block zurückgelegten Weg genau verfolgen.



Abb. 135. Verheerende Sturmflut im Hafen von St. Ives, Cornwall. (Zu S. 167.)

An einer anderen Stelle konnte der Transport verschiedener Blöcke bis zu 13 t Gewicht 20 m über Meeresniveau festgestellt werden. Alles dies überragt aber die Kraftleistung der Wellen an dem neu erbauten Wellenbrecher in Wick, Schottland, bei einem durch die nördliche Nordsee tobenden Oststurm im Dezember 1872. Die Wassertiefe in der Hafenbucht beträgt über 10 m, gleich außerhalb derselben über 30 m. Den Kopf des Wellenbrechers bildeten über dem Fundament zunächst drei große Betonklötze von je 80 bis 100 t Gewicht, über welche ein kolossaler Monolith von gleicher Masse in situ gegossen und durch mächtige eiserne Anker mit jenen drei Fundamentklötzen verbunden war. Der Monolith hatte die Dimensionen 8 zu 13,7 m bei 3,3 m Dicke und repräsentierte ein Gewicht von mehr als 800 t. So unglaublich es klingt, so war doch der Ingenieur Mc Donald Augenzeuge davon, wie die Wogen durch sukzessive Stöße den Monolithen samt seinen drei Fundamentsteinen von seiner Basis herabdrehten und über die Innenseite des Dammes in den Hafen warfen. Nach mehreren Tagen angestellte Tauchversuche zeigten, daß der Monolith, noch fest mit seinen drei Fundamentsteinen verbunden, im Hafen lag. Nach den Berechnungen Stephensons hatte also die See an jenem Tage ein Gewicht von 1350 t etwa 15 m weit von der Stelle bewegt.

Die an exponierten Stellen liegenden Leuchttürme geben auch häufig Zeugnis von der zerstörenden Kraft der Wellen. Auf dem Tillamookleuchtturm an der Küste von Oregon zerschlug die See am 19. Dezember 1891 die 48 m hoch über Wasser angebrachte Laterne des Turmes. Col. Gaillard berichtet, daß am 11. Februar 1902 das Wärterhaus desselben Leuchtturmes, das in einer Höhe von 30 m über dem Meeresspiegel liegt, durch eine ungeheure Wassergarbe, die als solide Wassermasse auf das Dach des Hauses gestürzt war, schwer beschädigt wurde.

Das berühmte Minot Ledge-Feuer, das heute zu den bedeutendsten Leuchtturmbauten der Welt gehört, hat eine tragische Geschichte. Der Leuchtturm steht weit draußen auf einem einsamen Felsen bei Cohasset Point an der Küste von Massachusetts. Unter unsäglichen Mühen hatte man drei Jahre daran gearbeitet, auf dem nackten Gestein den Turm zu errichten. Am 1. Januar 1850 erstrahlte zum erstenmal das Licht der Laterne. Wenig mehr als ein Jahr später, im April 1851, ging ein gewaltiger Sturm über die Küste weg. In der Nacht des 16. April wurde um 10 Uhr p. m. das Licht zum letztenmal von Cohasset aus gesehen und eine Stunde nach Mitternacht wurde die Glocke zum letztenmal gehört. Als der Morgen anbrach, war der Leuchtturm verschwunden.

Neben diesen sichtbaren Kraftleistungen der Sturmwellen gehen die langsamen, aber ununterbrochenen Wirkungen der Wellen an den Küsten einher, deren Bedeutung für die Morphologie der Erdoberfläche von Ferdinand von Richthofen zuerst erkannt und gewürdigt worden ist. Wir haben es hier mit einer gewaltigen, viele Jahrtausende hindurch wirksamen Kraft zu tun.

Die mechanische Tätigkeit des Meeres ist eine zerstörende, transportierende und absetzende. Die zerstörende Wirkung hängt ab von der Höhe der Flut, von der Richtung und Stärke der vorwaltenden Stürme und Wellen und endlich von der Beschaffenheit und der Gestalt der Küstenlinie.

An den Flachküsten finden beträchtliche Umlagerungen und Verschiebungen von Sand- und lockeren Gesteinsmassen statt, so daß das Strandprofil häufigen Änderungen unterworfen ist. Bald an dieser, bald an jener Stelle verschlingt das Meer ein Stück Land; anderwärts wieder baut es durch Verfrachtung und Ablagerung von Material neues Land auf.

Der komplizierte Mechanismus dieser Vorgänge kann hier keine Beschreibung finden. Wir wollen nur einige der auffälligsten Resultate mitteilen. Die Ostküste der Vereinigten Staaten bietet eine Reihe trefflicher Beispiele der Tätigkeit des Meeres. An der Küste von Maryland liegt ein kleines Inselfleckchen, der Rest des ehemaligen Sharps Island. Die Insel war in früherer Zeit gut

bewaldet und hatte eine große Sommerkolonie, wo viele reiche Leute Jagd und Fischerei pflegten. Heute ist nichts Lebendes mehr auf der Insel, die Bäume sind verschwunden, die Häuser hinweggespült. Im Jahre 1848 hatte die Insel einen Flächenraum von 438 Morgen; im Jahre 1910 waren davon nur noch 53 Morgen übrig. Man hat berechnet, daß die Insel in 27 Jahren gänzlich verschwunden sein wird. Das vor Neuschottland liegende Sable Island hat seit dem Jahre 1763, wo die Insel eine Länge von 40 englischen Meilen und eine Breite von 2,5 Meilen hatte, ständig abgenommen bis zu ihrer heutigen Größe von 20 Meilen Länge und einer Meile Breite. Seit 1873 mußte der westliche Leuchtturm dreimal versetzt werden.

Auch die Festlandküste der Vereinigten Staaten wird an vielen Stellen in gleicher Weise angegriffen. An der Chesapeake Bay verliert Cook's Point ungefähr 2 Morgen Land im Jahr, Ragged Point wird jährlich um 14 Fuß ver-



Abb. 136. Reflektierte Wellen an der Schutzmauer von Helgoland. (Zu S. 167.)

kleinert und Nelson Point hat innerhalb 30 Jahren eine Viertelquadratmeile Land eingebüßt. Im Gegensatz dazu war Fishing Point an der Küste von Maryland, das im Jahre 1849 nur eine kleine Krümmung der Küstenlinie darstellte, bis zum Jahre 1887 zu einem Landvorsprung von 2 Meilen Länge geworden und seit dieser Zeit ist es noch um fast eine weitere Meile gewachsen. Ähnliche Erscheinungen des Landverlusts und Landgewinns zeigen die Küsten Großbritanniens, die deutschen und holländischen Küsten und viele andere.

An den Steilufern findet der ewige Kampf des Meeres mit der Küste den großartigsten Ausdruck. Mit der zerstörenden Kraft eines Wasserfalls stürzen die Wogen unabläßig auf das Gestein, lockern das Gefüge, brechen Stücke los, unterwaschen es, bis es zusammenbricht. In rastloser Arbeit zerkleinern und zermahlen sie die Trümmer, die dann teils wieder als Projektile gegen die Felsen geschleudert, teils durch den rückfließenden Unterstrom der Welle seewärts entführt und abgelagert werden.

Dieser von Richthofen als Abrasion bezeichnete Vorgang wird von besonderer Bedeutung bei der sogenannten positiven Niveauverschiebung des Meeres, d. h. bei Senkung des Landes. Richthofen war der Überzeugung, daß dadurch in früheren Epochen der Erdentwicklung wahrscheinlich gewaltigere Änderungen hervorgebracht worden sind, als durch irgendeine andere von außen auf die Erdoberfläche wirkende Kraft; er hat gezeigt, „wie die Brandungswelle über große, allmählich ins Meer sinkende, Festlandflächen hinwegschreiten, alle Unebenheiten, auch die der größten Gebirge, abtragen und den Detritus in die Tiefsee entführen könne“.

Überall auf dem Erdball, wo Land und Wasser sich berühren, geht der gleiche Angriff der Brandungswellen vor sich. Wir müssen den Unterschied im Auge behalten, zwischen der allgemeinen Küstenlinie, wie sie auf der Weltkarte als Kontur der Länder auftritt, und der besonderen oder natürlichen Küsteninie, welche die tatsächliche Berührungslinie zwischen Land und Meer darstellt. Diese letztere mißt mehr als zwei Millionen Kilometer.

Welche Unzahl von Angriffspunkten für die Wirkung des Meeres gegen das Land, welche unendliche Mannigfaltigkeit der Formen und Bedingungen, unter denen die Brandung ihre rastlose Arbeit erfüllt.

Der forschende Menschengeist, der die Rätsel der Natur zu entschleiern trachtet, vermag den Gesetzen nachzuspüren, die den wunderbaren Mechanismus der Lebenserscheinung des Meeres beherrschen.

Aber jenseits der Erkenntnis des Forschers liegt der tiefe Sinn der schicksalhaften Macht des ewigbewegten Meeres. —

Nur für den flüchtigen Augenblick sind Schönheit und Zauber, beseligende Größe und vernichtende Gewalt gebunden an das, was der Erscheinung das Leben verleiht. Im feierlichen Rauschen der Wellen in der Stille, im brausenden Rhythmus der Wogen im Sturme klingt die Stimme des ewigen Meeres, das, unberührt von Erdenschicksal, keinem Wechsel und Wandel unterworfen, ein zeitloses Dasein führt.



Verzeichnis der Abbildungen.

Abkürzungen: W = Windstärke, siehe Tabelle auf Seite 29.
S = Stärke des Seeganges.

Skala zur Bezeichnung der Stärke des Seeganges.

0 = Vollkommen glatte See.
1 = Sehr ruhige See.
2 = Ruhige See.
3 = Leicht bewegte See (kleine Wellen).
4 = Mäßig bewegte See (mäßige Wellen), zirka 2 m.
5 = Ziemlich grobe See (ziemlich hohe Wellen), zirka 3—4 m.
6 = Grobe See (hohe Wellen), zirka 5 m.
7 = Hohe See (große Wellen), zirka 6—7 m.
8 = Sehr hohe See (sehr große Wellen), zirka 8—9 m.
9 = Gewaltige, schwere See (große Wellenberge), 10 m und darüber.

Anmerkung: Die Skala ist von der Deutschen Seewarte in Hamburg angegeben, die entsprechenden ungefähren Wellenhöhen habe ich beigefügt.

Literatur.

Abercromby, R., Philosophical Mag. 1888, vol. 25.
„ „ Seas and skies in many latitudes.
Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie:
Jahrg. 1883, Wirkung der Wellen auf die Telegraphenkabel am Boden des Meeres.
„ 1890, Heft 1. C. Börgen über Windgeschwindigkeit und Dimensionen der Meereswellen.
„ 1892, Kapt. Seemann, Sechs Reisen ums Kap der Guten Hoffnung.
„ 1892, Mauritius-Orkan, Samoa-Orkane.
„ 1898, Sturm bei Kap Horn am 20.—22. April 1896.
„ 1903, Bericht über einen schweren Orkan im Korallenmeer.
„ 1906, Forschungsreise S. M. S. „Planet“.
„ 1907, Rund um Kap Horn im September 1905.
„ 1907, Orkan in den Marschallinseln am 30. Januar 1905.
Arago, F., Oeuvres complets, Tome 9, 1857, pag. 550 ff.
Challenger, Reports, Narrative, vol. I.
Cornish, Dr. V., Waves of the Sea.
Deutsche Seewarte, Segelhandbuch für den Atlantischen, Indischen und Stillen Ozean, 3 Bände.
Eliot, John, Handbook of Cyclonic Storms in the Bay of Bengal.
Forschungsreise S. M. S. „Gazelle“, Bd. 2.
Forschungsreise S. M. S. „Planet“, Bd. 3.
Hann, J., Lehrbuch der Meteorologie.
Hoefer, A., Im Pamperosturm, eine Strandung vor der La Plata-Mündung (Meereskunde Heft 163). Berlin 1925. E. S. Mittler & Sohn.
Krümmel, O., Handbuch der Ozeanographie, Bd. 2.
Lamb, H., Lehrbuch der Hydrodynamik (deutsche Ausg. Dr. Joh. Friedel).
Nordenskiöld, O., Schwedische Südpolarexpedition.
Petermanns Mitteilungen, 109. Erg.-Heft, Erg.-Bd. 23, 1893 (G. Schott).
Penck, A., Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 2.
Richthofen, F. von, China, Bd. 2, S. 766 ff.
„ „ „ Führer für Forschungsreisende, § 153 ff.
Scott-Russell, Report Brit. Assoc. 1844.
Sueß, Ed., Das Antlitz der Erde, Bd. 2. (Die Meere der Erde.)
Supan, A., Grundzüge der physischen Erdkunde.
Thomson, Prof. J., Philosophical Mag. 1888, vol. 26. (On waves.)
Thoulet, J., L'Océan, ses lois et ses problèmes. (Paris 1904.)
Wilkes, Ch., United States Expl. Exped., vol. 1.

Ich habe hier nicht nur die Werke angeführt, auf die ich mich im Text irgendwie bezogen habe, sondern ich wollte darüber hinaus dem Leser noch weiteres Nachschlagematerial zu dem Thema vorlegen.



Register.

T

V

W

Z

Druckfehler: Stephenson, Seite 99, Zeile 4 von oben.
Le Moult, Seite 140, Zeile 14 von oben.

